Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen[1]

von

Dr. Roman Lucerna.

(Mit 1 Karte und 14 Textfiguren.)

(Vorgelegt in der Sitzung am 11. Juni 1908.)

Einleitung.

Das bahnbrechende Werk »Die Alpen im Eiszeitalter«,[2] die Grundlage für alle weiteren Forschungen auf diesem Gebiete, nähert sich seinem Abschluß. Und schon beginnt die Saat glazialer Detailarbeiten aufzugehen, deren Aufgabe es ist, das gewonnene System bis zu seinen äußersten Konsequenzen zu verfolgen. Zu diesen Arbeiten gehört die vorliegende Abhandlung, welche in einigen wesentlichen Punkten über das bisher Bekannte hinausgeht.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. Viktor Uhlig für die Anregung zu dieser Arbeit und ihre Förderung meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Die Ausführung ermöglichte die Kaiserliche Akademie der Wissenschaften in

---

[1] Unter Liptauer Alpen verstehe ich mit Partsch (Die Gletscher der Vorzeit, Breslau 1882, p. 48) und Grissinger (Studien zur physischen Geographie der Tatra-Gruppe, XVIII. Jahresbericht des Vereines der Geographen an der Universität Wien, 1893, p. 9 des Sonderabdruckes) den Westabschnitt der Tatra bis zum Lilijowe-Paß 1939 *m* im Osten. Die Grenze des Aufnahmsgebietes, die nur an einzelnen Punkten überschritten wurde, bildet der Jalovecbach im Westen, die Waag im Süden, das Bela- und Tychatal im Osten, der Kalkzug bis in die Gegend von Habovka und des Sattels Palenica im Norden und Nordwesten.

[2] Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, seit 1901.

Wien durch Subvention aus der Boué-Stiftung, wofür ich auch an dieser Stelle meinen geziemenden Dank ausspreche.

Nach ihren geologischen Verhältnissen[1] sind die Liptauer Alpen ein mit der Hohen Tatra organisch verbundenes Ganzes. Die Hauptmasse des Gebirges bildet Granit, dem sich im Süden ein nach Osten zu schmäler werdender Streifen von Gneis und krystallinischen Schiefern anschließt. Der Südfuß des Gebirges fällt mit einer Bruchlinie zusammen, an welcher bis auf wenige kleine Schollen die mesozoische Kalkzone zur Tiefe gesunken ist. Das südliche Vorland der Liptauer Alpen wird im Sockel fast ausschließlich von Eozän gebildet. Den Nordrand des Granitstockes bildet eine Kalkzone, welche im Westen südwärts umbiegt und einen Zug von Vorgipfeln trägt. Demnach sind die fremden Gesteine auf den Rand der Liptauer Alpen beschränkt und diese nahezu frei von erratischem Material. Dies ist ein Vorzug, da die Ablagerungen, wie die Erosionsformen in verschiedenen Höhen in einem Gestein beobachtet werden können. Ich füge noch hinzu, daß der Erhaltungszustand der Formen im Granit vortrefflich ist.

Die geographischen Verhältnisse des Gebirges sind ziemlich einfach. Der Hauptkamm ist ein im einzelnen zickzackförmig verlaufender, im großen ein seichter, nach Norden geöffneter Bogen. Die Konstanz der Gipfelhöhe[2] geht so weit, daß die Amplitude zwischen dem höchsten Gipfel, der Bystra 2250 *m* und den niedrigsten Kuppen des Hauptkammes nur 300 *m* beträgt. Auch die Einsattlungen, wie die Gipfel der Seitenkämme sind dieser Konstanz unterworfen. Aus der Verteilung der Gipfelpunkte erkennt man noch deutlich den kuppelförmigen Aufbau der ursprünglichen Gebirgsoberfläche. — Die Täler, welche zum elliptischen Grundriß des Gebirgskörpers eine radiäre Stellung erkennen lassen, sind auf der Südseite zahlreicher als auf der Nordseite. Die vorgelagerte Kalkzone bildete hier eine hindernde Barre für die Talbildung, so daß eine Aufsammlung benachbarter Talgebiete zu drei großen

---

[1] V. Uhlig, Die Geologie des Tatragebirges, 64. und 67. Band der Denkschriften der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, mit »Geologischer Karte des Tatragebirges« (1. Auflage).

[2] Penck, Morphologie der Erdoberfläche, II, p. 161 ff.

Durchbruchtälern erfolgte, während auf der Südseite sechs selbständige Talmündungen nebeneinander liegen. Im Süden zeigt sich keine deutliche Beeinflussung der Talmündungen durch eine einst etwa zusammenhängende Kalkzone.

Über die Glazialablagerungen der Liptauer Alpen ist wenig publiziert worden. Den nordöstlichsten Teil (das Koscieliskotal) durchforschten J. Partsch,[1] S. Roth[2] und A. Rehmann[3]. In den übrigen Tälern hat Prof. Uhlig[4] Moränen nachgewiesen, auf der geologischen Spezialkarte der Tatra (1. Auflage) die Vorkommnisse ausgeschieden und zuerst die Vorstellung einer recht intensiven Vergletscherung des Gebirges vermittelt. Seine Beobachtungen umfassen größtenteils die Mittelstücke der Täler. Weiters wurde auf der genannten Karte ein Teil der fluvioglazialen Schotter als Terrassendiluvium ausgeschieden.

Meine Aufgabe bestand in der Feststellung der äußersten Grenzen der letzten Vereisung, der Auffindung älterer Moränen sowie der Stadialmoränen, der Gliederung der diluvialen und alluvialen Schotter, der morphologischen Betrachtung des Gletschergebietes. Als Grundlage der Aufnahme benutzte ich die vortreffliche, mehrfach zitierte geologische Spezialkarte der Tatra, ferner die Spezialkarte 1 : 75.000 (die Blätter Lipto Szt. Miklos, Zone 9, Kolonne XXI; Hohe Tatra, Zone 9, Kolonne XXII; Neumarkt und Zakopane, Zone 8, Kolonne XXII; Turdossin an der Arva, Zone 8, Kolonne XXI) sowie die entsprechenden Blätter der Originalaufnahme 1 : 25.000.

Die Betrachtung beginnt mit den Alluvialflächen an der Waag, legt die Verhältnisse der Schotterplatte im Süden der Liptauer Alpen von Westen nach Osten fortschreitend dar, bespricht die Schotter der Nordseite des Gebirges, soweit sie

---

[1] Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.

[2] Roth, Spuren einstiger Gletscher auf der Nordseite der Hohen Tatra. Földtani Közlóny, XVIII. Bd. (1888), Heft 8 bis 10, Budapest 1887.

[3] Rehmann, Eine Moränenlandschaft in der Hohen Tatra und andere Gletscherspuren dieses Gebirges. Mitt. d. Geogr. Gesellsch., Wien 1893, p. 473 bis 589.

[4] Uhlig, Die Geologie des Tatragebirges, II, Denkschriften der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, 68. Bd., 1900, p. 75 bis 87.

in den Rahmen der Arbeit gehören, wendet sich im zweiten Abschnitte zu den Glazialbildungen des Gebirges und schließt mit der Zusammenfassung der gewonnenen Hauptergebnisse.

Die diluvialen Schotter der Liptauer Alpen.

Die Alluvialflächen am rechten Ufer der Waag[1] zwischen Lipto Szt. Miklos und Lipto Ujvár zerfallen durch die aus den Liptauer Alpen kommenden Bäche in mehrere Feldstücke. Das erste dieser Feldstücke mit der Komitatshauptstadt Lipto Szt. Miklos ist scharf umrandet und hat merkliches Gefälle talabwärts. Die Kante dieser Fläche liegt bei Okolicsno 1·5 bis 1·7 *m* über dem Bache, 0·45 *km* südöstlich der unteren Waagbrücke von Miklos 1·8 *m*, an der Mündung des Jalovecbaches $^1/_2$ *m*. Sie ist meist von der Waag durch ein Band niedrigeren Schotters, auf dem auch die Südhälfte von Verbicz steht, getrennt. Dieser niedere Schotter (bei Verbicz 1 *m* über dem Bache, am Jalovec 1 bis 3 *dm*) erfüllt auch eine seichte Furche, welche unweit von der Station Miklos von der Waag abzweigt und den Wassertümpeln des Mutnikbaches entlang laufend am Jalovecbach endet. Diese Furche besteht seit dem Wiedereinschneiden der Waag in die Mikloser Terrassenfläche, wurde in der nächsten Aufschüttungszeit benützt und ist heute verkümmert. Der Wassertümpel der Einmündungsstelle ist weit tiefer als der benachbarte Jalovecbach, der durch einen subaquatischen Schlammkegel das Altwasser absperrt und selbst reich verästelt auf rezenter Geröllaufschüttung fließt. Der Unterschied der Spiegelhöhe von Waag und Jalovec ist knapp an dessen Mündung merklich; man sieht, daß der Hauptfluß dem Seitenbache in der Erosion voran ist.

Östlich von der Waagbrücke 580 *m* werden die Verästelungen der Waag von Rasenstreifen begrenzt, die unter der Terrasse von Verbicz fast im Wasserspiegel liegen, aber älter als die rezenten Schotter- und Sandbänke der Waag sind.

Die genannten Alluvialflächen sind Stadialterrassen. Das Feld von Miklos gehört der Bühlzeit, die Terrasse von Verbicz der Gschnitzzeit an; die schmalen Rasenstreifen stammen aus

[1] Hiezu Spezialkartenblatt, Zone 9, Kolonne XXI.

der Daunzeit, die im ganzen Gebiete nur sehr spärliche Bildungen hinterlassen hat.

Westlich von Andrasfalu steigt die Straße zum Bildstock am Ostende der Hochterrasse empor. Dem Südfuße dieser Terrasse entlang zieht eine Altwasserfurche, die in die Bühlterrasse des Waagtales eingeschnitten ist und von der Gschnitzterrasse bis auf wenige Wasserreste erfüllt ist. Letztere wird von einer Leiste von 5 *m* Höhe überragt, auf deren Eozänsockel ein dünnes Geröllband aufruht. Der Höhe nach könnte es der geringe Rest der Niederterrassenfläche des Waagtales sein. Der Vertikalabstand der stattlichen Hochterrasse von der Altwasserfurche beträgt 27 *m*, wovon, wenn die Quellaustritte die genaue Lage der Schottersohle angeben, 21·5 *m* auf die Schottermächtigkeit entfallen. Der Steilabfall ist bis zur ein- und ausgebogenen Kante mit Geröll überstreut. Die Verwitterungsschichte beträgt an der durch die Straßenanlage abgestumpften Kante 0·5 *m*, ist im Norden der Straße viel größer. Lesesteine sind in der grauschwarz gefärbten Ackererde selten. Die Terrassenoberfläche steigt gegen den Panski dub 651 *m* merklich an. Im Ostabfall der Hochterrasse verläuft 3 bis 5 *m* unter der Kante eine Stufe.

Östlich von der Enge von Andrasfalu ist das spornartige Ende des Hügels 661 *m* reich terrassiert. Zu beiden Seiten der Holzbrücke über den Jalovecbach beträgt die Höhe der Bühlterrasse 2 *m*. Der Sporn der hier 21 *m* hohen Hochterrasse entsendet zwei kurze, sich verschmälernde Ausläufer nach Osten und Norden. Auch hier ist unter der Kante der Hochterrasse, deren geröllfreie, gelbbraune Verwitterungsschichte 1 *m* mächtig ist, eine mit einer Kapelle besetzte 3·5 *m* niedrigere Stufe vorhanden. Bergwärts folgt Eozän mit geröllbestreuten Stufen von 20 *m*, 35 *m* und 10 *m* Höhe, von denen die untere der jüngeren Decke, die oberen der älteren Decke entsprechen. Die ältere Decke liegt demnach 85 *m* über der genannten Holzbrücke und 90 *m* über der Waag.

Der Hügel 661 *m* hat an seiner Westseite ein breites Stück Hochterrasse angelagert, das sich nach Nordosten ausspitzt. In dieser Richtung verläuft auch die zu einer Eozänrippe verschmälerte Erhebung. Sie ist über und über mit grobkörnigem

Geröll bedeckt, das sich auch in die östlich der Rippe entlang laufende Rinne von Nadasd herabsenkt. Die Schottererfüllung läßt an dieser Stelle einen kleinen Taltorso erkennen. Da dessen Scheitelpunkt mit rund 650 *m* den Spiegel des jenseits der Rippe vorbeifließenden Jalovecbaches um 20 *m* überragt, wird man den Schotter zur Hochterrasse zu rechnen und die Rinne von Nadasd als das Werk einer Abzweigung des Jalovecbaches zur Rißeiszeit auffassen können.

Östlich von der Rinne von Nadasd steigt der eozäne Hang mäßig steil empor. Er trägt zu oberst eine Schotterlage, den Rest der älteren Decke des Jalovectales. Das Südende dieser Schotterplatte Dubovec-Zahradska, die sich von hier nordwärts ununterbrochen bis an den Gebirgsfuß ausdehnt und im Gegensatz zum meist felderbesetzten Eozänhang größtenteils von Haideflächen mit Wachholdergebüsch eingenommen ist, liegt bei 690 *m*. Am Dubovec 706 *m* mißt die Dicke der Schotterlage, nach Quellpunkten und Steilabsatz beurteilt, 14 *m*. Die im allgemeinen Nordnordost zum Gebirge verlaufende Kante weist nur leichte Schwankungen des Gefälles auf, nicht aber einen Wechsel von horizontalen und geneigten Strecken, wie dies auf der Spezialkarte dargestellt ist. Von der Ansatzstelle am Gebirgsfuß bei 910 *m* senkt sich die Oberfläche des Schotterkegels auch nach Südosten und Osten, dem Gebirge entlang. Der Berg Hora, 888 *m*, selbst von diluvialen Schottern umringt, liegt am Endpunkte der Verschneidung zweier alter Schuttkegel.

Der Abfall der älteren Decke zum Jalovectal ist nahe dem Gebirgsfuß über und über mit kopfgroßen Geröllstücken bedeckt; neben Glimmerschieferscherben Gneise und Quarzblöcke. Vereinzelte Stücke tragen nur Spuren von Rollung. Die Mächtigkeit der Lehmdecke dürfte wohl, obgleich auf der ganzen Oberfläche Gerölle verstreut liegen, 2 *m* betragen. Die Unterlage des Schotters ist nicht aufgeschlossen. Unter der Kante zieht ein Paar paralleler 75 bis 100 *m* langer Blockwälle, deren Vertikalabstand 15 *m* beträgt, dem Abfall entlang. Zwischen den Wällen und dem Abfall sind seichte trümmererfüllte Rinnen, über die sich die Wälle je 1·7 *m* erheben, eingesenkt; sie haben schwaches Gefälle nach Süden. Nach

Norden gehen die Wälle in schwach markierte, kurze Terrassen über. Nach Süden verbreitern sie sich etwas und wenden sich kaum merklich zu Tal. Der höhere löst sich in kleine Hügel auf, der tiefere ist durch kurze Querfurchen zerteilt. Da die Wälle weder zum Tale energisch umbiegen noch eine Terrassenfläche aus ihnen hervorgeht, da sie ferner 15 bis 30 *m* unter der Kante der Decke liegen, so wird man nicht an Altmoränen denken können, sondern lediglich an Stücke der Terrassenkante, welche abgebrochen sind, auf der eozänen Unterlage herabglitten, sich festsetzten und mit Wachholder und Heidekraut überwachsen wurden. Je 8 *m* und 7 *m* tiefer treten zwei Stufen hervor, von denen die tiefere (mit Baumschule) 45 *m* unter der Deckenkante liegt und daher eine Marke des jüngeren Deckenschotters sein dürfte. Weiter südwärts ist der Abfall des älteren Deckenschotters sanfter und trägt Spuren zahlreicher Rutschungen. Das Alter dieses Abfalles ist in seinen verschiedenen Teilen verschieden. Der obere Teil mag schon in der Zeit des jüngeren Deckenschotters seine heutige Lage erhalten haben. Die Bildung der Fußlinie des Abfalls fällt mit der Aufschüttung der Niederterrasse zusammen. Letztere hat am linken Jalovecufer die Hochterrasse bis Nadasd hinab völlig beseitigt.

An den Abfall der älteren Decke legt sich der Niederterrassenstreif von Jaloc an. Er wird im Norden vom Lisovecbache in seichter Furche durchschnitten, trägt das von Bäumen umsäumte Dorf Jaloc und stößt im Süden vor Nadasd an die Hochterrasse an. An dieser Stelle liegt die Kante der Niederterrasse 8 *m* über der 1 *m* hohen Bühlterrasse des Jalovecbaches. Die Verwitterungsdecke der Niederterrasse beträgt fast 2 *m* und besteht aus zwei Schichten. Die tiefere ist ein hellbrauner, zum Teil gerölldurchsetzter Lehm. Er lagert auf dem hellgrauen Granitgeröll, dessen Korn über Faustgröße erreicht. Die obere Schichte setzt sich aus erdiger Masse und schwarzgrauen Gesteinssplittern zusammen, die offenbar dem Eozän des 120 *m* entfernten Berghanges entstammen. Seit der Ablagerung der Niederterrasse haben Abspülung, kleine Rutschungen und das langsame Herabwandern kleiner Gesteinsteilchen am wenig festen Eozänhange eine zweite Verwitterungsschichte

auf die Terrassenfläche gebreitet. Die Terrassenfläche ist hier im Querprofil nicht horizontal, sondern steigt ein wenig zum Berghang an. Das Berggehänge erscheint in die Terrassenfläche verflößt. Wo die Niederterrasse im Norden breiter wird, weicht der Streif des verflößten Berghanges an den Bergfuß zurück, bleibt die Terrasse im Querprofil horizontal, fehlt die aufgetragene Verwitterungsschichte an der Terrassenkante.

Von Nadasd bis zum Gebirgsfuß ist die Terrassenkante völlig scharf und reich an Biegungen. Die relative Höhe über dem Bache schwankt zwischen 8 und 10 *m*, sinkt in der Nähe des Gebirges auf 6 *m* und darunter. Bei Nadasd findet sich in der Niederterrasse ein kleiner Ausschnitt einer Seitenerosionsterrasse (1·7 *m* unter der Niederterrasse). Diese Stufe tritt auch in schmalen Streifen nahe dem Gebirgsfuß entgegen. Der Vertikalabstand der Bühlschotter steigert sich in der Nähe des Gebirges auf 3·5 *m*. Die eozäne Unterlage kommt am Terrassenabfall zum Vorschein (so im Profil nördlich von Nadasd 4·5 *m* Eozän, 3·5 *m* Schotter, 4·5 *dm* Verwitterungsschichte; im Profil Jalovec mlyn 6 *m* Eozän, 4·5 *m* Schotter, 3 *dm* Verwitterungsschichte). Das Profil an der Jagdhütte nahe dem Gebirgsfuße zeigt die eozäne Unterlage auf kurzer Strecke von der Niederterrasse befreit; 1 *m* unter der Eozänoberfläche lagert die hier 3·5 *m* hohe, ganz aus Schottern bestehende Bühlterrasse mit 1·5 *dm* Verwitterungsschichte an. (Ein ähnliches Schotterverhältnis besteht an der Jalovecbrücke von Andrasfalu am linken Ufer. Hier überragt der Eozänsockel der 2 *m* hohen Bühlterrasse die $^1/_2$ *m* Gschnitzterrasse).

Die Kante der Niederterrasse tritt nur selten an den Jalovecbach heran; häufig ist dem Abfall der Niederterrasse ein Streifen der Bühl- und diesem ein Streifen der Gschnitzterrasse angelagert. Die Oberfläche der Niederterrasse ist von Feldern eingenommen, die erst in der Nähe des Gebirges, wo der Schuttkegel steiler ansteigt, von stämmigem Nadelwalde verdrängt werden. Nadelwald, Heideflächen, hie und da Wiesen decken die Bühlterrasse, kurzstämmiges Nadelgehölz die moosbedeckten Schotterbänke der Gschnitzterrasse. (Bei Andrasfalu hat die Gschnitzterrasse, trotzdem sie mit großen Laubbäumen

besetzt ist, den Charakter einer Geröllbank. Die Fugen zwischen dem kopfgroßen Gneis und Granitgeröllen sind mit Erde erfüllt. Die Dicke dieser Erdschicht beträgt am Bachrand 0·5 bis 1 *dm*).

Die Niederterrassenränder begleiten auf beiden Seiten die Furche des Jalovecbaches zusammenhängend. Sie entfernen sich voneinander bei Nagy Bobroc auf 250 *m* und nähern sich in der Enge von Jaloc auf etwa 50 *m*. Die von beiden eingeschlossene Furche des Jalovecbaches ist erfüllt von den Stücken der Stadialterrassen sowie den Verästelungen des Baches. Die Stadialterrassen nordöstlich der Säge von Andrasfalu zeigen, wie die jüngeren Feldstücke sich an die älteren ansetzen.

Am rechten Ufer des Jalovecbaches nehmen das Nieder- und Hochterrassenfeld von Nagy Bobroc den Raum bis zum Berggehänge ein. Die Grenze zwischen beiden Feldern läuft von Südwest nach Nordost durch die Mitte von Nagy Bobroc und weiter nach Norden an den Bergfuß. Die Hochterrasse überhöht die Niederterrasse um 10 *m*. Letztere zeigt dieselben Züge wie das Feld von Jaloc. Östlich Nagy Bobroc läuft zwischen Niederterrasse und Bühlterrasse eine Stufe hindurch, die bereits nördlich von Nadasd als Ausschnitt in der Niederterrasse vorkommt. Die genannten Felder enden im Süden an stumpfen Rändern und wenig geneigten Abfällen. Die Gegend im Norden von Andrasfalu ist versumpfte Bühlterrasse. An den Panski dul lehnt sich im Südosten ein Streifen Niederterrasse an, der nahe der schönen Hochterrassenfläche im Süden des Panski dul endet.

Während der Jalovecbach aus dem innersten Gebirge kommt, entspringen der Lisovecbach und ein unbenannter Bach, der vom Babki 1568 *m* herabkommt, am Rande des Gebirges in niederem, meist gletscherfreiem Gebiete, durchschneiden die Schotter des Jalovec und münden 2 bis 3 *km* vom Gebirge entfernt in den Hauptbach. Die Schotterführung dieser beiden Bäche konnte mit dem Hauptbache einigermaßen gleichen Schritt halten. Die seichte Furche des Lisovecbaches weist scharf gesondert neben der Niederterrasse die Bühl- und Gschnitzterrassen auf. Die Bühlterrasse ist mehr ausgeglichen,

die Gschnitzterrasse unregelmäßig, was von den Wölbungen der einzelnen Schotterbänke sowie den Furchen zwischen diesen herrührt. Die Vertikalabstände betragen am Lisovec $1 \cdot 5$ *m*, 1 *m*, $^1/_2$ bis $^1/_3$ *m*, am unbenannten Bache im Westen 2 *m*, 1 *m*, $^1/_2$ *m*. Die schwächere Schotterentwicklung am Lisovec nimmt Wunder, da sein Einzugsgebiet größer und höher ist als beim unbenannten Bache. Das Einzugsgebiet des unbenannten Baches ist aber von mehreren Kalkbänken (siehe Geologische Spezialkarte) durchschnitten, während der Lisovec durch Urgestein fließt. Wahrscheinlich reagiert Kalkgestein stärker auf eine klimatische Änderung als Urgestein; dann müßte seine Schuttabsonderung eine größere sein.

Die westliche Schranke des Jalovectales ist unregelmäßiger gestaltet als die Schotterplatte an seiner Ostgrenze. Sie scheint aus einem Wechsel von Eozänhöhen und eingeschalteten Schotterflächenstücken zu bestehen. In den Kuppen Zajački 664 *m* und Panski dul 651 *m* hat man wahrscheinlich Deckenreste, in der kleinen, unter Zajački gelegenen Fläche von 649 *m* den Rest einer jüngeren Decke zu erblicken. Die Einsenkung zwischen Zajački und Panski dul, welche mit 627 *m* die Fläche der östlich benachbarten Hochterrasse überragt, diente wahrscheinlich dem Jalovecbache in der Mindel-Riß-Interglazialzeit als Bahn, als noch die heutige Talenge von Andrasfalu durch eine schotterbedeckte Eozänbarre verschlossen sein mochte. Letztere würde demnach erst in der Rißzeit geöffnet worden sein.

Ein Rückblick auf das Jalovectal ergibt, daß die Stadialschotter auf eine schmale Furche beschränkt sind, die Niederterrasse den breitesten Raum einnimmt und die Hochterrasse und jüngere Decke bis auf wenige, namentlich am Ausgange erhaltene Reste zurückgedrängt hat. Die ältere Decke hat sich jedoch als plattenförmiger, wasserscheidender Rücken, am Südsaum zerlappt und an eine die Platte überragende Eozänhöhe angelehnt, erhalten. Die Bildungsgeschichte der den Südsaum der Platte zerteilenden Tälchen begann erst nach Ablagerung des älteren Deckenschotters.

Das Gefälle der vier diluvialen Schotterkegel ist derart angeordnet, daß auf die Niederterrasse $26^0/_{00}$, auf die Hoch-

terrasse 25·7‰, die jüngere Decke 29‰, die ältere Decke 30·5‰ kommt. Man sieht, die Konvergenz der Schotter talabwärts erleidet nur im Verhalten der Niederterrasse eine Ausnahme.

Smrečankagebiet. Die Kuppe Hora 888 *m*, dem Südfuße der Liptauer Alpen vorgelagert und durch einen wenig tiefen Sattel mit diesen verbunden, ist ein dem Gebirge wie der Schotterplatte fremdes Element. Die Kalk- und Dolomitblöcke, welche am Sattel und über die Kuppe hinweg über den ganzen Südhang verstreut sind, zeigen hier das Vorhandensein einer jener kleinen mesozoischen Schollen an, die Prof. Uhlig[1] am südlichen Bruchrand der Tatra wiederholt nachgewiesen hat. An den Südfuß des Hora setzt sich ein scharf zugeschnittenes Stück Hochterrasse an, das von einer gabelförmigen, den Winkel zwischen den benachbarten Bächen ausfüllenden Niederterrasse umschlossen wird; an deren Abfall lagern die schmalen Streifen der Bühl-, Gschnitz- und Daunterrassen mit seltener Schärfe an (Vertikalabstände 9 *m*, 1 *m*; 2 *m*, $^1/_2$ *m*, $^1/_4$ *m*). Die Stärke fast aller Terrassen fällt hier auf, obgleich das Sammelgebiet der Bäche nur bis 1700 *m* emporreichte. Am rechten Ufer des westlichen Baches ist der Niederterrassenschotter 1·7 *m* mächtig, auf 2 *m* hohem Eozänsockel. Darüber zieht ein Hochterrassenstreif dem Abfall der älteren Decke von Zahradska entlang. Der östlich vom Hora fließende Bach hat in der Fortsetzung des früheren Querschnittes keine Terrassenleisten an seinen Ufern (Sammelgebiet nur bis 1300 *m*).

Das von den Koten 790 *m*, 725 *m* und der Smrečankabrücke am Gebirgsfuß begrenzte Dreieck ist das Niederterrassenfeld von Zsar. Es ist dies ein regelmäßiger Schuttkegel, dessen Scheitellinie von Nordosten gegen Südwesten unter 3 bis 4° Neigung gleichmäßig sinkt. Seine Oberfläche, mit Feldern, Heideflächen, Waldparzellen bedeckt und streckenweise versumpft, senkt sich auch schwach gegen Westen, dem aufschüttungsarmen Winkel südlich von Hora zu, einen Gegenflügel einer späteren Eiszeit zum Schuttkegel Zahradska darstellend. An seiner Westseite durch die seichten Furchen

---

[1] Uhlig, l. c., p. 49 f.

einiger kleiner Gebirgsbäche schwach unduliert, verläuft sein Ostrand scharf dem Smrečankabach entlang bei Zsar 1·5 *m*, mittewegs zum Gebirgsfuß 3·5 *m* hoch und dann auf eine Distanz von 50 *m* auf das Doppelte emporschnellend. Das ist ein Zeichen des Übergangskegels. Die Verwitterungsschicht dieser Niederterrasse beträgt 2 bis 2·5 *dm*.

Den Westrand des Smrečankagebietes bildet die ältere Decke Zahradska, welche das Gebiet der alten Wasserscheide überschritt und sich in ein fremdes Tal hinabsenkte. Dem steiler abfallenden Außensaum ist ein Hochterrassenband bis Smrečan angelagert. Seine sanftere Oberfläche, von wenigen Bächen durchzogen, zeigt eine vorherrschende Neigung gegen Süden, was ein Hindernis, das sich seiner Ausbreitung gegen Osten entgegengestellt hat, andeutet. Dieses Hindernis mag ein heute bis auf den letzten Rest hinweggeräumter älterer Deckenkegel an der Stelle des heutigen Niederterrassenfeldes von Zsar gewesen sein. Diese Annahme macht den Verlauf der Entwässerungslinien verständlich. In der Verschneidung der beiden alten Schuttkegel fließt heute ein unbenannter Bach, dessen Verästelungen den Kern einer älteren Landoberfläche (Hora), umschließen.

Im Süden gabelt sich der Deckenschotterkegel Zahradska an der Eozänkuppe 764 *m* und entsendet zwei Ausläufer, den bereits besprochenen Dubovec und einen zweiten, Kobilini, im Osten, der sich an den Nordhang der Eozänkuppe Nikovo 729 *m* anlehnt. Südlich vom Südende des Schotterlappens Kobilini klebt, durch einen Eozänausstrich von 5 *m* Höhe getrennt, ein Schotterrest, dessen grobe Gerölle auf eine geneigte Fläche von 7 *m* verteilt sind, am Eozänhang. Zwischen diesen beiden Lappen ist das echte Plattentälchen des Mutnikbaches eingesenkt. Seine eozänen Wandungen sind sanft zugeböscht. Nur im Osten findet sich etwas Gerölle, der Rest eines aufgelösten Teiles der Decke. In die Sohle des Tälchens hat der Mutnikbach eine Rinne von 2 *m* Tiefe eingeschnitten.

Die Laufrichtung des Mutnikbaches ist in der Lage der älteren Decke klar vorgebildet. Der ältere Deckenkegel umfloß die Eozänkuppe 764 *m* und vereinigte sich im Süden der Kuppe entlang einer nordsüdlich verlaufenden Berührungs-

linie. In dieser seichten Furche sammelten sich die Wässer, die den Mutnikbach bildeten. Sein Lauf änderte dort seine Richtung nach Südwesten, wo sich der Einfluß der Eozänhöhe Nikovo geltend machte und bog dort nach Westen um, wo sich bereits das Gefälle der älteren Decke des Waagtales äußerte.

Mit der Günzzeit beginnt unter teilweiser Zerstörung der alten eozänen Wasserscheiden eine gründliche Änderung, namentlich der kleineren Hydrographie des Gebietes.

Die mit Heiden und Fichtenwäldchen bestandenen Eozänhöhen Nikovo 719 *m* und Huja 748 *m* haben sich aus der alten Eozänlandschaft erhalten, da sie weder durch die Ausläufer der älteren Decke des Jalovec- noch des Smrečanbaches beseitigt werden konnten.

Andere Deckenschotterreste liegen im Südwesten von Nikovo. Der Schotterfleck Kopanice gehört der älteren Decke an; 25 *m* unter seiner Kante liegen Quellpunkte. Noch 20 *m* tiefer liegt eine geröllfreie breite Eozänstufe im Niveau des jüngeren Deckenschotters.

Der in der Schotterplatte gelegene Teil des Smrečankatales bildet im Grundriß einen nach Westen gekehrten Bogen mit zurückgebogenen Enden. Es begleitet den Ostsaum der älteren Decke des Jalovectales und wird durch die im Süden aufragenden Eozänhöhen, deren Steilabfall der Smrečanbach untergräbt, abgelenkt. Der südliche Teil des Tales ist gleichmäßig schmal, von Stadialterrassen und einem niedrigen Bande der Niederterrasse begleitet. Im Osten des Smrečankatales erhebt sich das ausgedehnteste Eozängebiet der Schotterplatte, das beiderseits von terrassierten Schotterstreifen eingefaßt wird.

Der Terrassenstreif am Westrande des Eozängebietes von Stefanki 871 *m* führt zunächst in schmalen Leisten die Stadialterrassen nahe dem Gebirgsfuß mit relativen Höhen von 1 *m*, $^3/_4$ bis $^1/_2$ *m*, $^1/_4$ *m*, darüber die Niederterrasse, deren Emporschnellen auch am linken Smrečankaufer bemerkbar ist. Östlich von Zsar sind nur schmale Reste der Niederterrasse, die hier eine Verwitterungsschichte von 3 *dm* trägt und 3·5 *m* hoch ist, erhalten. Bei Vitalisfalu, dessen Osthälfte auf der Niederterrasse steht, hat sie nur mehr 1 *m* Höhe. Über der Nieder-

terrasse folgt ein schmaler Streif der Hochterrasse, der steil geneigt am Gebirgsfuß beginnt, sich bis Zsar 8·5 bis 9 *m* über dem Bache hält, weiter abwärts an Sprunghöhe zunimmt und im scharf geschnittenen Hochterrassenriedel bei Vitalisfalu mit 30 *m* hohem Steilabfall über dem Waagtal endet. Die von vereinzelten Geröllen durchsetzte Lehmdecke der Hochterrasse beträgt 1 *m*. Das Querprofil der Hochterrasse ist am Riedel horizontal, am Eozängehänge durch Hangverflößung geneigt.

20 *m* über der Hochterrasse erhebt sich am Gebirgsfuß ein kurzer Rest der jüngeren Decke. Sie stößt im Süden an das Nordende des Eozängebietes von Stefanki, die Eozänkuppe 906 *m* an. Im Norden erhebt sich am Gebirgsfuß ein von Heidelbeergesträuch und Moosen überwucherter Wall, der aus Trümmern und sehr vereinzelten Gneisgeschieben besteht. Nach Form des Walles, seiner Lage am Talausgang, seinem Zusammenhang mit Terrassen ist es wahrscheinlich, daß man es mit einem Altmoränenwall zu tun hat. Auch die jüngere Decke läßt sich als Schotterleiste am westlichen Eozänhang verfolgen und endet in dem breiten Schotterriedel Kopislanec 25 bis 30 *m* über der Hochterrasse.

Die Hauptmasse eines der älteren Schotter des Smrečankatales folgte nicht dem heutigen Tallaufe, sondern umging das Eozängebiet von Stefanki im Osten. Wiederum senkten sich die älteren Schotter, wie im Jalovectale, die frühere Wasserscheide überschreitend, in ein fremdes Talgebiet. Doch konnten hier die Eozänhöhen durch die Schotter weit weniger, nämlich nur 1·1 *km* (gegenüber 3·9 *km* im Jalovecgebiet) vom Gebirgsfuße zurückgeschoben werden.

Am Ostrande des Eozängebietes von Stefanki hat sich auch eine Reihe von Resten der älteren Decke erhalten. Der erste Rest liegt im Südsüdosten der Kuppe 906 *m*, der zweite an der Ansatzstelle des Rückens im Osten von Stefanki 871 *m*, der dritte bildet das Flächenstück Vrehovini 761 *m*, der vierte Rest ist ein Ausläufer und bricht fast 120 *m* hoch mit der Kuppe Hora 713 *m* über dem Waagtal ab.

Weit ansehnlichere Reste haben sich vom jüngeren Deckenschotter in den beiden Schotterzungen Široki und

Kamenec erhalten. Die jüngere Decke tritt zuerst als gleichmäßig verlaufende Leiste am Nordostrande des Eozängebietes auf, wendet sich in scharfer Ecke gegen Südwesten, verläßt den Eozänhang und bildet, auf 4·4 *km* Länge die Wasserscheide zwischen Porubibach und Ternovec tragend, die Schotterzunge Kamenec, deren Südende 45 *m* über dem Waagtale abbricht. Das Gefälle des Schotterrückens ist, mit einer einzigen Unregelmäßigkeit, sehr gleichmäßig. Die Mächtigkeit des Schotters dürfte mindestens 8 *m* betragen.

Westlich vom Porubibache findet sich unter den Deckenschotterresten der nunmehr zerlappte Außensaum der jüngeren Decke in den beiden Schotterflecken östlich von Hrastlje 771 *m* und der kurzen Schotterzunge im Süden von Vrhovini 761 *m*.

Die natürliche Fortsetzung des Kamenec gegen das Gebirge zu ist die Schotterzunge Široki, deren Oberfläche äußerst gleichmäßig geneigt ist. Diese Schotterzunge entspringt in der jüngeren Decke nördlich der Kuppe 906 *m*, hat 3·2 *km* Länge und endet 82 *m* über St. Andras. Die Westkante der Schotterzunge ist scharf, die Ostkante abgestumpft. Zwischen beiden Kanten neigt sich die Fläche an ihrem Südende auch unter 6° nach Osten. Am Südende ist die Schotterdecke 5 *m* mächtig. Der ganze Terrassenabfall ist bis St. Andras herab von oben nach unten abnehmend dicht mit Urgesteinsgeröll bestreut. In der Mitte der von Heiden eingenommenen Hochfläche Široki finden sich nahe der Westkante stark versumpfte Striche.

Betrachtet man die Verteilung der älteren Schotter des Smrečankatales, so ergibt sich eine für die ältere Decke wahrscheinliche, für die jüngere bestimmt vorhandene Gabelung der Schotter an der Kuppe 906 *m*. Die Hauptmasse der älteren Decke dürfte westlich, die Hauptmasse der jüngeren Decke östlich des Eozängebietes abgelagert worden sein, während sich ein schmaler Streifen der jüngeren Decke im Westen und eine Reihe von Resten der älteren Decke im Osten findet. Dieses Alternieren der Aufschüttung in zwei aufeinander folgenden Abschnitten des Eiszeitalters wurde bedingt durch die Lage des Eozängebietes von Stefanki vor der Mündung des Smrečankatales und durch die Ablenkung, welche der jüngere

Deckenschotter durch die angenommene Verbreitung des älteren über Zsar erfahren hat.

Das Plattentälchen westlich vom Širokirücken wird von scharfen Terrassenrändern, die erst 3·5 *m*, dann 5·2 *m*, schließlich an der Mündung westlich von St. Andras 10 *m* über dem Bache hoch sind, begleitet. Der 3·5 *m* mächtige Urgesteinsschotter mit 1 *m* hoher Verwitterungsschichte (die obersten 1·8 *dm* sind schwarzgrauer Humus) ruht auf splittrigem Eozän. Der ganze Schotter leitet sich von zerstörtem Gebirgsschotter her. Die Verwitterungsdecke dieser Hochterrasse ist grau gefärbt und enthält rostbraun gefärbte, vereinzelt morsche Granitgerölle. Die Mächtigkeit des Schotters ist für ein Tälchen, das außerhalb des Glazialgebietes liegt, bemerkenswert.

Das von Diluvialschottern umringte und mit diluvialen Schotterzungen besetzte Eozängebiet von Stefanki besteht aus zwei Hauptrücken, die sich in der Kuppe 906 *m* vereinigen und durch den Okoličankabach voneinander getrennt werden. Dieses ungegliederte Plattentälchen verläuft zwischen ungegliederten Höhen, während das östliche Plattentälchen des Porubibaches mehrere Verzweigungen aufweist. Der Grundriß der beiden Plattentälchen ist eine verjüngte Wiederholung der beiden Grenztäler des Eozängebietes, des Smrečanka- und Ternovecbaches. Die im Eozängebiet eingesenkten Plattentälchen zeigen sich abhängig von den durch die diluvialen Aufschüttungen geschaffenen Niveauverhältnissen.

Der plattenförmige Rücken Stefanki 871 *m*, die Umgebung des Dorfes Poruba, der Rücken Haje bis zum Hrastlje 770 *m* herab, zeigen keinerlei Geröllspuren. Man hat hier den stark zerteilten Eozänkern der ganzen Platte vor sich. Dem Umstande, daß ihn die Gewässer der beiden schwächsten Täler der Südseite mehr umgingen als bedrohten, verdankt er seine Erhaltung.

Im Okoličanka- wie im Porubatälchen sind zwei scharfgeschnittene Terrassen mit relativen Höhen von 1 *m* und $^1/_2$ *m* entwickelt. Sie gehen im Waagtal in die Niederterrasse und Bühlterrasse über. Für die Plattentälchen liegt kein Grund vor, ein anderes Alter als für das Mutniktälchen anzunehmen. Die Eozängehänge dieser Tälchen sind unterrassiert. Die einst

etwa vorhandenen Erosionsleisten, die den Phasen der diluvialen Talbildung entsprochen hätten, wären durch Abspülung beseitigt worden.

Der Ostabschnitt der Schotterplatte: Gebiet der Bäche Ternovec, Račkova, Bela. Am Nordrand des Dorfes St. Andras finden sich an der Südspitze des Širokiriedels sämtliche Terrassen von der Hochterrasse bis zur untersten Stadialterrasse mit relativen Höhen von 12 *m*, 8·5 *m*, 1 *m*, $^1/_2$ *m*, $^1/_4$ *m*. Talaufwärts nähern sich die Kanten dem Bache; nördlich von Konska ist die Hochterrasse 8·5 *m*, die Niederterrasse 5 *m* hoch, hiervon 1·5 *m* Schotter auf Eozän.

Die Quelläste des Konskibaches, die bei Kote 787 *m* zusammentreffen, umschließen einen Gehängesporn, dessen Steilabfälle aus Eozän bestehen, dessen sanft geneigte Oberfläche mit groben Felstrümmern, die vom Gebirgsgehänge Uboč herrühren, überstreut ist. Der Höhenlage nach entspricht die Fläche der benachbarten jüngeren Decke. Die Hangüberstreuung nimmt gebirgswärts an Dichte zu.

Im Osten dieses trümmerbesäten Eozänspornes und des Konskatales erhebt sich ein langgestreckter, schmaler Rücken, in der Kuppe Martinec 849 *m* hoch. Von hier steigt er nordwärts an und vereinigt sich mit dem Gebirgsfuße. Nur an seinem Fuße von diluvialen Terrassen begleitet, ist der Rücken frei von Geröll. Unweit der Plattenmitte gelegen, ist er der einzige durchlaufende Eozänrücken, d. h. der einzige Rücken der präglazialen Eozänlandschaft, dessen Zusammenhang mit dem Gebirgsfuß erhalten blieb.[1]

An der Säge am Gebirgsausgang des Ternovectales beginnt die Niederterrasse, erst 3·5 *m* hoch, sinkt dann auf 1·5 *m* und läßt Raum für die 1 *m* hohe Bühl- und 1 *m* hohe Gschnitzterrasse. Das Plattenstück zwischen dem Ternovec- und dem Klinovkabach enthält am Ternovec eine Hochterrasse von 15 *m* Höhe. Die Plattenfläche selbst, 70 *m* über dem

---

[1] Die übrigen Eozänhöhen sind durch die älteren Diluvialschotter reduziert, im Jalovectal auf 3·9 *km*, Smrečankatal auf 1·1 *km*, im später zu erwähnenden Studenital auf 2·5 *km* zurückgeschoben und zwischen Ternovec und Belabach ganz beseitigt worden.

Ternovec, gehört der älteren Decke an. Die Kante der jüngeren Decke ist nur angedeutet. Talauswärts nehmen die Terrassenhöhen rasch ab. Vereinzelte Feldstücke liegen an beiden Talseiten. Noch 1 *km* vor Einmündung des Klinovkabaches in den Ternovec liegt ein vollständiges Querprofil mit relativen Höhen von 1 *m*, 1 *m*; 1·5 *m*, 7 *m*, 12 *m*, 20 *m* vor. Im Ternovectal südlich von St. Andras treten die eiszeitlichen Terrassen bis auf die Niederterrasse zurück. Letztere endet am Südsaum des Kamenec.

Die im Osten des Ternovectales sich erhebende Hochfläche Djil 830 *m* bis Mokradi 753 *m* ist das ausgedehnteste und mächtigste Schotterplattenstück des Gebietes. Die Platte senkt sich im allgemeinen von Nordost nach Südwest, erst unter 33‰, im Süden unter 23‰ Gefälle und biegt schließlich südwärts um. Am Westrande ist die Platte strahlenförmig zerteilt, ein Ausläufer lehnt sich im Süden an die aus mesozoischen Kalken aufgebaute Kuppe Skaličnje 729 *m* an, der steilere Ostrand der Platte springt in drei Ecken gegen die tieferen Schotterflächen des Belatales vor. Die Oberfläche der Platte ist durch eine breite Furche, die in einer Einsenkung im Nordosten beginnt, die Drehung der ganzen Platte mitmacht und mit einem Steilabfalle über der Hochterrasse von St. Peter endet, in zwei Hälften geteilt. Der westliche, mit Feldern, ausgedehnten Heiden und vereinzelten Waldparzellen bedeckte Landstreifen Mokradi 753 *m* ist älterer Deckenschotter, die Furche Švichrova-Noviny wird von der jüngeren Decke eingenommen, die Schotterfläche Djil-Strana 860 *m* ist ein inselförmiger Rest der älteren Decke.

Für diese Altersbestimmung der Schotter sind, da Aufschlüsse auch hier spärlich sind, die Niveauverhältnisse ausschlaggebend. Das Südende der Platte Mokradi befindet sich östlich der Kuppe Varta mit einer Kantenhöhe von 680 *m*, 60 *m* über dem Waagtal. Diesem Südende liegt ein Terrassensporn vor, der nach Süden 35 *m* über der Waag abbricht. Er gehört, wie das kleine Terrassenfeld zwischen Varta und Veling (660 *m*, 42 *m* über der Waag), der jüngeren Decke an. Gleiches Alter hat auch ein Schotterstreif östlich von Skaličnje, der im Norden, westlich von Jamnik, an dem 25 *m* hohen Aus-

läufer der älteren Decke von Lipa endet. Dieser Schotter ist vielleicht sekundärer Entstehung, d. h. im Plattentälchen des Jamnikbaches aufgeschüttet, der dem Gange der Flußkurve der Waag folgte. Der Sattel (702 *m* Originalaufnahme) zwischen Veling und Skaličnje, ein Vorsprung im Südwestabhang des letzteren (708 *m* Originalaufnahme) liegen im Horizont der älteren, ein Vorsprung im Nordwesten des Veling im Horizont der jüngeren Decke.

Der Oberlauf des Jamnikbaches zeigt die Linie an, an welcher, durch den Berg Skaličnje veranlaßt, eine Teilung des Mokradikegels erfolgte. Der westliche kleinere Teil, der Ausläufer von Lipa (735 *m* Originalaufnahme) bricht in einem steilen Bergkegel ab; die Hauptmasse wendet sich in sanftem Bogen zurück zum Belatal. Diese Richtungsänderung führt sich auf die Einwirkung des Eozängebietes von Stefanki und seiner Schottervorlage aus dem Smrečanka- und dem Ternovectal zurück. Ober Jakabfalu wird die Kante der älteren Decke schärfer. Über dem Klinovkabache ist der Abbruch der Hochfläche steil; an einem Knick im Gehänge erkennt man die Mächtigkeit der älteren Decke zu 12 *m*. Zu beiden Seiten des Klokotkabaches senken sich Schotterzungen strahlenförmig gegen das Ternovectal, mit steilerem Gefälle als es beim Hauptkegel bemerkbar. Dem Südende des nördlichen Strahles ist ein Terrassensporn, vermutlich ein Stück der jüngeren Decke, angelagert.

Das Anschlußstück des Mokradikegels an den Gebirgsfuß ist mit Trümmern überstreut und durch eine aus Trümmern aufgebaute Gehängeleiste von 5 *m* Höhe, wie sie zumeist am Gebirgsfuß vorkommt, gekennzeichnet. Die Oberfläche der hier besonders deutlichen Trümmerleiste ist bergwärts geneigt, zirka 70 Schritte breit. Der Abfall des Stufenbandes ist von der älteren Decke durch ein 30 Schritte breites, bergwärts geneigtes Flächenstück getrennt. Auch der trümmerbesäte Kegel Hrbačka, ein Äquivalent der älteren Decke, ist an seiner Nordseite gegen das Stufenband abgesetzt.

Die jüngere Decke der Furche Švichrova—Noviny beginnt in einer seichten Einsenkung etwa 40 *m* unter der Ansatzstelle der älteren Decke. Der Schotter senkt sich erst rasch, dann

langsamer im Westen von einer im Terrain wenig bemerkbaren Furche, im Osten von den Plattentälchen des Černybaches begrenzt. In der Mitte ihres Verlaufes liegt die jüngere Decke 30 *m* unter der älteren, fällt selbst sanft 12 *m* zur 3·5 *m* hohen Hochterrasse ab, unter der die Niederterrasse und die Stadialterrassen zu 1 *m*; 1 *m*, $^1/_4$ *m* entwickelt sind. Ein ähnliches Profil liegt am Ausgang des Plattentälchens. Es bestätigt sich die Erfahrung, daß die Plattentälchen, besonders die in Geröll-decken eingeschnittenen, die Aufschüttungen der Haupttäler nachbilden. Sie treten auch in den Bachrunsen der Hochfläche Noviny entgegen. Letztere fällt 30 *m* zur Schotterfläche des Belatales und 20 *m* zur Terrasse von St. Peter ab.

Östlich von der Furche Švichrova erhebt sich die Schotterinsel Djil—Strana. Diese auf Eozän ruhende und im Osten 5 *m* mächtige Schotterdecke ist völlig gleichmäßig geneigt, entspricht genau der Höhe der älteren Decke von Čudkovo und dreht sich, zwischen Strana und Djil einen Viertelkreis beschreibend, ebenso wie der Mokradikegel. Im Norden liegt die seichte Einsattlung der jüngeren Decke, die nach Osten scharf, nach Westen sanft abfällt, nur 13 *m* tiefer. Im Süden von Strana und von Djil lagern zwei Reste der jüngeren Decke dem versumpften Eozängehänge auf.

Der bogenförmige Verlauf der Schotterflächen Mokradi, Švichrova und Djil erklärt sich nicht allein aus den kräftigeren Gebirgswässern und der ansehnlicheren Schotterführung aus der nahen Hohen Tatra. Die ungewöhnliche Breite der Schotterentwicklung zwingt zur Annahme eines seither beseitigten Hindernisses in der Gegend zwischen Pribilina und Vavriso.

Dem Ostrande der Hochfläche Djil—Mokradi sind die niederen und breiten Terrassenfelder des Račkovatales angelagert. Ihr Südabschnitt ist das scharfgeschnittene Terrassenstück von St. Peter. Die vom Zadovicatälchen durchschnittene Fläche dieser Hochterrasse senkt sich gleichmäßig gegen Südwesten. An ihrem Nordende, wo ein von ihr abgeschnittener Sporn der Südspitze der Fläche Noviny anliegt, ist sie 10 *m* hoch, an der Belabrücke südlich von St. Peter 17 *m*, nördlich von der Eisenbahnbrücke 15 *m*, über dem Waagtal bei der Ziegelei 22 *m*. Am Steilrande der Terrasse ist besonders an den

Prallsteilen der Bela das Liegende der Schotter aufgeschlossen, und zwar Kalk von der westlichen Fortsetzung der Hradska hora, der auch im Flußbette an der Brücke entblößt ist. Hier ist die Schotterlage 5 *m*, weiter südwestlich 8 *m* mächtig. Später folgt als Unterlage Eozän. Am Südrande, westlich von der Ziegelei reicht das Eozän 15 *m* empor; darüber 7 *m* Schotter. Westlich von der Belabrücke 649 *m* quert ein stumpfer Rand die Terrassenfläche, über welche der Schotter auf eine 5 *m* tiefere Terrassenfläche herabgezogen erscheint. Eine zweite Senkung von 7 *m* Höhe folgt nahe dem Südrande der Terrasse. Dieser Terrassenrand ist hier 5·5 *m* hoch; 2 *m* entfallen auf Schotter. Nach Westen zu ist das Terrassenband schärfer abgesetzt und erreicht bei der Ziegelei 12 *m* Höhe. Hier folgt darüber ein Eozänausbiß von 3·5 *m* Höhe, der die Schotter 7 *m* mächtig auflagern. Die Ziegelei liegt im verflößten Hange der höheren Terrasse und baut braunen geschiebefreien Lehm ab. Die tiefere Terrasse ist ein Rest der Niederterrasse des Waagtales.

Die Enge des Belatales zwischen St. Peter und Lipto Ujvár wird von niederen Stadialterrassen erfüllt, die namentlich am linken Belaufer entwickelt sind. Die breite Terrassenfläche, auf der die Ackerbauschule von Lipto Ujvár und das Schloß am Westende der Hradska hora steht — hier läuft eine scharfe Gesteinsgrenze zwischen liegendem Dolomit und nach Nord fallenden Kalkbänken hindurch — fällt an der Belabrücke 649 *m*, wie an den Belabrücken von Ujvár 1 *m* zu einer 1 *m*, beziehungsweise $^3/_4$ *m* hohen Terrasse mit 1 *dm* Verwitterungsdecke ab. Spuren einer dritten kleineren Terrasse sind angedeutet.

Östlich von der Ackerbauschule erhebt sich ein Terrassensporn, an dessen Fuß in der Straßengabel auf 3·5 *m* Schottersockel ein Niederterrassenrest liegt. Darüber folgen Terrassen mit Vertikalabständen von 15 *m* (Hochterrasse, hiervon 10 *m* Eozän), 10 *m* und 20 *m*. In die Lehmkappe der Hochterrasse ist ein Ziegelofen eingebaut. Der Lehm besteht zu oberst aus einer $^1/_2$ *m* hohen grauen Schicht; darunter folgt brauner, horizontal geschichteter Lehm. Die oberste Terrasse zieht 1400 *m* ins Waagtal hinein und dürfte der jüngeren Decke gleichzustellen sein.

In der Waagtalenge zwischen Potornya und Lipto Ujvár, welche das Durchfließen der Schotter behindert hat, scheinen die jüngeren Schotterflächen, da der Kegel Mokradi ihr Ausweichen unmöglich machte, einander näher gerückt zu sein.

Das Niederterrassenfeld Vavriso—Pribilina setzt sich aus einer Reihe einzelner Terrassenflächen zusammen, die nur durch geringe Vertikalabstände voneinander getrennt sind. Die Terrassenflächen senken sich nach Südwesten, aber auch schwach gegen Westen und bilden mit dem Ostabfall der Djil—Noviny-Höhen eine seichte Furche, die der Mlinskybach durchmißt. Das höchste Terrassenfeld reicht am weitesten nach Norden und bricht mit scharfer Kante östlich von der Hauptkirche von Pribilina 7 *m* hoch, am Nordostende des Dorfes in drei Stufen zu durchschnittlich 1 *m* Höhe zur Bühlterrasse ab. Der geröllbestreute Abfall, an dem der Eozänsockel nirgends sichtbar wird, verläuft bis zur Ecke, 300 m südlich Kote 737 *m*, weicht dann stark nach Südosten zurück, an seinem Rande von einer Abzweigung des Belabaches, der sich später bei Vavriso mit dem Mlinskybach vereinigt, begleitet. Der Grundwasserstrom, der sich zu dieser Abzweigung senkt, hat durch einige hervorquellende Bäche die Terrassenoberfläche unduliert. Das ganze Terrassenfeld mit 3 *dm* Verwitterungsschicht stammt aus dem Račkovatale und wurde unter dem Einfluß der Bela und unter Beseitigung der Hochterrasse nach Westen geschoben.

Ein zweites 2 *m* niedrigeres Teilfeld lehnt sich an der Ecke südlich von Kote 737 *m* an das Teilfeld von Pribilina an. Weiter im Süden ist die Niederterrasse in vier Teilfelder mit Vertikalabständen von je 1 *m* bis 1·5 *m* aufgelöst, wobei auch der stellenweise auf 2·5 *m* ansteigende Rand östlich von Vavriso mitgezählt ist. An einer Stelle fällt das Feld 3·5 *m* (mit 2 *m* Eozänsockel) zur Waag ab.

Kote 688 *m* liegt an der Grenze eines dritten schmalen Teilfeldes. Die Kanten der Teilfelder konvergieren nach abwärts, ein Übergreifen der jüngeren Flächen über die südlichen Partien der älteren ist nicht ausgeschlossen. Der Grundriß der Teilfelder ist schuttkegelförmig mit der Spitze im Nordosten, der breiten Fläche im Südwesten. An ihrem Südende ver-

schmälern sie sich, biegen um und verschmelzen miteinander, nachdem sie, wie es scheint, die Einbuchtungen des Ostrandes der Hochterrasse von St. Peter erzeugt haben.

Der alte Steilrand an der Westseite des Niederterrassengebietes zeigt unter der Einsenkung der älteren Decke ein steil abfallendes, unter dem Djil ein versumpftes, sanftes Eozängehänge und beschreibt unter der Hochfläche Noviny, deren Senkungsrichtung angepaßt, einen Bogen nach Süden. Seine Fortsetzung bildet der bogenförmige Abschluß des Mokradikegels. Beide Bogen sind ein vergrößertes Abbild des Steilrandes der Hochterrasse bei St. Peter. Der Nordabschnitt der Bögen wird durch den Mokradikegel, der Südabschnitt durch das Streben der Belagewässer, die die Talrichtung querende Hradska hora zu umgehen, gebildet.

Östlich von Pribilina erhebt sich über der Bühlterrasse eine Niederterrasse von 5 *m* Höhe. Sie entspricht dem zweiten Teilfeld und erfüllt mit gleichem Vertikalabstande die Bucht von Dovallo.

Die zwischen den Niederterrassenrändern liegenden Stadialterrassen haben bei Pribilina Höhen von 1 *m*, 1 *m*, $^1/_2$ *m*. Die Bühlschotter werden von Hutweiden und einzelnen Feldern, die Gschnitzterrassen von Gesträuch eingenommen.

Östlich vom Belabache erhebt sich der langgestreckte Schuttkegelrest Sihot. Er ist eine Aufschüttung des Belabaches und stammt von den Südwestgehängen der Hohen Tatra. Seine Senkungsrichtung macht dieselbe Beugung wie der Mokradikegel durch. Diese Beugung wird durch die Änderung der Laufrichtung der Bela sowie durch die Ecke seines Steilrandes (Palenica) auffällig. An dieser Ecke reicht das liegende Eozän an der 27 *m* hohen Terrasse hoch empor. An der Straße nach Kokava liegt die Kante der Terrasse gleichfalls 27 *m*, und zwar über der Niederterrasse; die Schottermächtigkeit beträgt hier nach Quellpunkten, die den Eozänausstrich zeigen, 12 *m*.

Die Verwitterungsschicht beträgt im Straßeneinschnitte 1·3 *m*, 1·5 *m* und 1 *m*, weiter im Süden sogar 1·7 *m*. Die oberen 60 *cm* sind zum Teil grau, zum Teil braun, die unteren Partien kräftig rotbraun gefärbt und horizontal geblättert. In der braunen, bröckligen Masse sind noch hie und da Umrisse von Granit-

geröllen, aus denen die Quarzkörner noch deutlich hervortreten, sichtbar. Die Grenze gegen das frische Gerölle ist ziemlich scharf, wenn auch nicht horizontal, sondern wellig. Eine stärkere Neigung zur Sackbildung ist hier noch nicht bemerkbar. Die angrenzende Lage des frischen Gerölles hat bereits morsche Granitstücke, während sich in der Lehmdecke selten frische feste Gerölle erhalten finden.

Die angegebene Schottermächtigkeit hält sich eine Zeit lang, um östlich von Vavriso auf 8·5 *m* zu sinken und südöstlich von Vavriso eine kleine Steigerung von 10 *m* zu zeigen. Die sehr ruhig sich senkende Terrassenoberfläche zeigt im südlichen Teile auch eine leichte Neigung gegen Osten. Der Höhe und der Verwitterungsschicht nach wird man die Terrassenfläche der jüngeren Decke zurechnen müssen.

Der Steilrand der Terrasse Sihot ist an zwei Stellen bemerkenswert. Die Bela hält sich nahe dem Terrassenabfalle und erreicht an zwei Stellen, den Streif der dazwischen gelagerten Stadialterrassen durchbrechend, den Steilrand selbst. Über diesen Prallstellen der Bela weicht die Terrassenkante halbkreisförmig zurück und umschließt ein niedergebrochenes Terrassenstück. Da die Bela den Effekt ihrer Untergrabung nicht weiter beseitigt hat, liegen hier zwei Phasen der Entwicklung dieser Gebilde vor. An der nördlichen Prallstelle hat sich die abgebrochene Terrassenkante in ihrer neuen Lage gefestigt und ist bewachsen. Die Oberfläche besteht aus einer Reihe scharfkantiger, leicht gebogener Wälle, die sämtlich parallel zur Terrassenkante laufen, an ihren Enden sich zum Teil in kleine Kuppen auflösen und Rinnen einschließen, aus denen sich kleinere Kuppen von elliptischem Grundriß erheben. Die ganze Oberfläche zeigt nur Geröll. Das verrutschte Eozän quillt nur im Sockel der Schlipfwälle auf.

An der zweiten, frischeren Prallstelle geht die Abklüftung noch jetzt vor sich. Klüfte, die sich von 1 *dm* bis auf 1 *m* verbreitern, begleiten den gebogenen Bruchrand; zwischen den nächsten 2 bis 5 *m* tief abgesessenen Stücken klaffen noch die Risse. Noch tiefer kehren sich infolge des Ausgleitens der Unterlage die Terrassenkanten nach oben, während die zugehörigen alten Oberflächen bergwärts geneigt sind. Auf diese

Weise entstehen die auffälligen Schotterwälle. Der Abbruch der Kante muß an der zweiten Prallstelle unlängst erfolgt sein, da auf einem Walle eine windschief gestellte Fichte weiterwächst. Am Bache liegt ein Eozänwulst mit unruhiger Oberfläche. Die Kenntnis dieser moränenähnlichen Schlipfwälle erleichtert im Eozängebiete die Unterscheidung wahrer Moränen.

Im Osten des langgestreckten Schotterfeldes Sihot, durch den Dovalovbach von diesem getrennt, erhebt sich ein höheres Terrassenfeld, das das erstgenannte in der Fläche Brezini und Na Plesi um 30 bis 10 *m* überragt, eine Strecke von fast 3·5 *km* mit letzterem Vertikalabstande hinzieht und sich dann über den schmäler werdenden Streifen des Sihotfeldes, dessen Nordende mit 35 *m* Abstand vom Bache gegenüber dem Ausgang des Tychatales liegt, auf 40 *m* Vertikalabstand aufschwingt. Nach der Höhenlage hat man es hier mit der älteren Decke zu tun.

Die Senkungsrichtung der älteren Decke gibt Aufschluß über die alten Entwässerungsverhältnisse.[1] Im allgemeinen folgt die Senkungsrichtung annähernd parallel der jüngeren Decke Sihot und dem Belalaufe. Der Südostrand der älteren Decke zerteilt sich an mehreren Stellen strahlenförmig. Der Westrand senkt sich mit dem Schotterarm Brezini in ein fremdes Talgebiet, ein Verhältnis, das an den Schotterarm Lipa des Mokradikegels erinnert. Ein zweiter Arm: »Nakonec haju« läuft von der Nordostseite der Hradska gora aus. Der Ausläufer Janoho mlaki, welcher der Hauptrichtung am besten entspricht, endet 70 *m* hoch über dem Waagtale im Norden der Haltestelle Király Lehota. An dieser Stelle läßt die ganze Situation einen Einbruch der Belaschotter in das Waaggebiet erkennen, wobei der Zusammenhang der Kalkhöhen im Norden des Waagtales zerrissen und die Hradska gora isoliert wurde. Dieser Einbruch in die Kalkzone ist nicht der einzige. Die Fortsetzung der Hradska gora ist der Kalk im Sockel der

---

[1] Daß man es südlich von Brezja noch mit einer diluvialen Schotterdecke auf dem Eozän zu tun hat, folgere ich aus den Gefällsverhältnissen auf der Originalaufnahme 1 : 25.000, da diese Gebiete außerhalb der geologischen Spezialkarte von Prof. Uhlig und meines Aufnahmegebietes liegen.

Hochterrasse an der Belabrücke 649 *m*, ferner die Kuppen Veling 725 *m* und Skaličnje. Hier liegt ein zweiter, wichtigerer Einbruch als jener nördlich der Haltestelle Király Lehota vor, da ersterer bis auf den heutigen Tag benützt wird und den größten Teil sämtlicher Diluvialschotter des Belagebietes der Waag zuführte. Offenbar hat dieser Einbruch von Lipto Ujvár vor dem östlichen den Vorzug erhalten, weil der Kalkzug im Westen weniger mächtig war.

Der von zeitweiligem Erfolge begleitete Versuch der alten Belagewässer, im Osten durchzubrechen, muß seine Ursachen gehabt haben. Einigen Aufschluß darüber gibt die Betrachtung des westlichen Steilrandes des Schotterfeldes Na Plesi. Dieser Steilrand ist eine vollendete Kopie des Sihotsteilrandes. Wie dieser ostnordöstlich von Pribilina in der Palenica, so weist jener in der Hochfläche Brezini, ostnordöstlich von Kokuva, eine Erosionsecke auf. Die Bildung der Erosionsecke Palenica ist eine Folge der Einmündung der Račkova in die Bela gewesen. Dasselbe gilt auch von der Bildung der Erosionsecke Brezini. Daher lag die Einmündungsstelle der Račkova in die Bela zur Hochterrassenzeit 400 *m* ostsüdöstlich, und in der Zeit der Bildung der jüngeren Decke 2·3 *km* südöstlich von der heutigen Einmündungsstelle. Daraus folgt, daß der Raum der Diluvialschotter am rechten Belaufer zwischen Račkova- und Tychatal in der älteren Diluvialzeit sehr breit war und dann schrittweise enger wurde. Diese Verkleinerung des Ablagerungsraumes, das Ausweichen des Mokradikegels, das Vordringen des »Janoho mlaki«-Armes gegen das Waagtal, endlich die unverhältnismäßige Breite des Mokradi- und Na-Plesi-Kegels, drängen zur Annahme, daß die älteren Schotter des Belagebietes ein Hindernis zu umfließen hatten, welches in einer seither völlig beseitigten Eozäninsel in der Gegend zwischen Vavriso und Pribilina zu suchen ist. Dies dürfte an dieser Stelle die teilweise Ausnahme der für die Diluvialzeit wiederholt geltenden Regel, daß in den jüngeren Formen der Diluvialzeit die älteren Formen verkleinert nachgebildet sind, erklären.

Zwischen dem Ostabfall des Berges Strana 866 *m* und dem Tychatale dehnt sich ein den Gebirgsfuß begleitender, ostwärts sich verschmälernder Schuttkegelstreif, der stellenweise von

Inseln älteren Gesteins[1] unterbrochen wird. Diese von Prof. Uhlig nachgewiesenen mesozoischen Schollen am Bruchrande des Gebirges sind der Suchy Hradok 1203 *m* und die Kuppe 1028 *m*, welche Schotterkegel trennen. Auf die letzte Kuppe stützt sich der Schotterkegel des Kamenistatales. Sämtliche Kegel mit Ausnahme des Račkovakegels senken sich quer zum Belatale und schwenken dann in seine Richtung ein. Der große Račkovakegel lenkt dagegen die Belarichtung ab.

Der Račkovakegel senkt sich nach der Spezialkarte in zwei Stufen (die eine nördlich von Pribilina, die andere nördlich von Kote 840 *m*), die aber in Wirklichkeit nicht Terrassenkanten, sondern Partien gesteigerten Gefälles entsprechen. Der Kegel ist vom Alter der Niederterrasse und läuft, von der Račkova in zwei Armen unter Vertikalabständen von 3 bis 5 *m* durchschnitten, in die Niederterrasse von Pribilina aus. Der Westabschnitt des Kegels biegt um die Ecke Kopanice nach Südwesten um und ist von zwei Furchen begleitet, von denen die östliche der Gabelung des Grundwasserstromes der Pribilina, die westliche dem Grundwasser der Nische westlich von Kopanice ihre Entstehung verdankt.

Östlich der Račkova steigt aus dem Tälchen nördlich von Lehotnik ein mit Fichtenwald, Heiden, Wiesen und zahlreichen Heuschuppen besetzter Niederterrassenkegel herab, der sich mit dem Račkovakegel vereinigt. Der Ostrand des Kegels ist durch den Lehotnikbach scharf zugeschnitten. Der Terrassenrand biegt dann mit scharfer Ecke im Bogen gegen Westen um, nähert sich der Niederterrasse und verschmilzt endlich mit dieser. Es liegt hier der seltene Fall vor, daß die Unterschneidung einer Terrasse durch eine Terrasse derselben Bildungszeit, nämlich ein jüngeres Teilfeld der Niederterrasse herbeigeführt wurde.

Die östliche Fortsetzung des Lehotnikkegels ist die Hochfläche Zahatja, deren südlicher Steilrand derselben Untergrabung wie der genannte Schuttkegel unterworfen war. Nordwärts geht die Fläche in den Schutthang Rakitini über, während im Rücken Skalka fester Fels ausstreicht. In der folgenden, durch

[1] Siehe geologische Spezialkarte.

die Konvergenz mehrerer Gebirgsbäche erzeugten Einbuchtung sind einige Terrassensporne gut ausgebildet. Aus der Einbuchtung tritt ein Niederterrassenkegel hervor, der sich zur Bela senkt, dieser entlang zieht, die erwähnte Untergrabung bewirkt und knapp östlich der Račkova endet. Das folgende Feld Zahradistje hat zwar die gleichmäßige Neigung eines Schuttkegels, besteht aber, was bereits die geologische Spezialkarte der Tatra zum Ausdruck bringt, völlig aus Eozän. Erst weiter im Osten stellt sich der breite, den Raum bis Kote 1028 *m* fast ganz erfüllende Niederterrassenkegel des Bystratales ein, der in einem der Bela entlang ziehenden Lappen endet und über dem Bystrabache sich bergwärts steigernde Terrassenabfälle von 3 bis 10 *m* aufweist.

An den Niederterrassenkegel des Bystratales grenzt im Osten der Niederterrassenkegel des Plesnabaches und seines unbenannten östlichen Nachbars. Nahe dem Gebirgsfuße hat die Niederterrasse 3·5 *m*, die Bühl- und Gschnitzschotter 1 *m* und $^1/_4$ *m*. Am östlichen Bache finden sich dieselben Terrassen, nur niedriger. Der im Nordosten der Kalkkuppe 1028 *m* gelegene Sattel ist von Urgesteingerölle bedeckt, das wahrscheinlich älter als der Niederterrassenkegel des Kamenistatales sein dürfte. Der Ostflügel dieses Niederterrassenkegels bricht wie sämtliche der bisher aufgezählten Schuttkegel dieses Streifens, mit 14 *m* hohem Steilrande zur Bühlterrasse, auf der das Hegerhaus Pod Kamenista steht, ab. Weiter im Osten fällt die als Weidegebiet benützte, stellenweise bewaldete Terrasse mit 12 *m* Schotter und 3·5 *m* Felssockel zur Waag ab, verschmälert sich gegen Osten und endet an der Mündung des Tychatales. Der ungewöhnlich hohe Steilrand der Niederterrasse wird hier veranlaßt durch die Stadialschotter des Belatales, welche den Saum der Schuttkegel unterschnitten haben. Unter den Stadialschottern nehmen die Bühlschotter auch im mittleren Belatale größere Flächen als die Gschnitzschotter ein.

Das im Osten das Aufnahmsgebiet begrenzende Tychatal schneidet am tiefsten von allen Tatratälern in das Gebirge ein. Es durchschneidet das ganze Granitmassiv und verlegt seine Quelläste zum Teil auf die nördliche Kalkzone. Das Tychatal liegt eben an jener Stelle, wo der Grundriß der Urgesteinsmasse

eine Einschnürung erfährt und zwischen den ursprünglichen Erhebungsmassen der Liptauer Alpen und der Hohen Tatra ein Sattelgebiet anzunehmen ist.

In dem bis 230 *m* breiten Tale hat der Tychabach zwischen den Schuttkegeln der Seitentäler einen geschlängelten Verlauf. Am rechten Ufer zieht vom Talende erst ein Schuttsaum dem Berggehänge entlang. Dann folgt ein steiler Schuttkegel, der mit 6 *m* hoher Abrißkante über einem ihm eingelagerten kleineren Schuttkegel endet, welcher auf die begrünte Talterrasse ausläuft und mit dieser am Bachrand $1^1/_2$ *m* hoh, zu einer gleichfalls $^1/_2$ *m* messenden kleineren Terrasse abbricht. Man hat hier einen angeschnittenen Niederterrassenkegel, Bühl- und Gschnitzschotter vor sich. Das linke Ufer wird von einer 1 *m* hohen, waldbedeckten Bühlterrasse begleitet.

An der Mündung des ersten Seitentales steigt ein zur Bühlzeit unterschnittener Niederterrassenkegel mit 15 *m* Abrißkante zum Haupttale herab. Die anschließende Rasenfläche mit einer auf der Karte nicht verzeichneten Hirtenhütte ist Bühlschotter. Aus dem Koprovicatale steigt ein auf der geologischen Spezialkarte als diluvial ausgeschiedener Niederterrassenkegel herab, der an seiner gebogenen Fußlinie eine Unterschneidung von 8 bis 10 *m* Höhe zeigt. Der Niederterrassenkegel des Hlintales bricht an der Stelle, wo er in das Haupttal heraustritt, 17 *m* hoch über dem eingelagerten Bühlkegel ab. Dessen Kante liegt 2·7 *m* über dem Bach, an dem noch die 1 *m* hohe Gschnitzterrasse entwickelt ist. Gegenüber der Mündung des Hlinbaches liegt ein Trümmersaum, dem unteren Ende eines den Graben südwestlich der Kote 1720 *m* erfüllenden Trümmerkegels mit unterirdischer Entwässerung. Die starken, kalten Quellen brechen am Westrande des Schuttes wenig über dem Bachspiegel hervor. Der Schutt stammt aus der Bildungszeit der Niederterrasse.

In der Nordhälfte des Tychatales sind die Schuttkegel kleiner, aber häufiger als bisher. Der Niederterrassenkegel unter der Kniažowa zeigt eine 22 *m* hohe Abrißkante. Der Kegel gegenüber dem Spaniatale zeigt drei bogenförmig begrenzte Anrißflächen, die in scharfen Kanten zusammenstoßen. Die nördlichen, geröllüberstreuten Anrisse von frischerem Aussehen

wurden erst zur Gschnitzzeit gebildet; ihnen ist die 1 *m* hohe Gschnitzterrasse angelagert. Dem südlichen, bewachsenen Anriß, mit 12 *m* hohem Abfall, ist die 2 *m* hohe Bühlterrasse angelagert (Fig. 1). Ein zweiter Niederterrassenkegel mit verschieden alten Anrißflächen liegt weiter im Norden. Beide Kegel haben im übrigen unverletzte Oberflächen. Ihre Spitzen liegen an den unteren Enden von Felsrinnen, die sich nicht in die Kegeloberfläche fortsetzen. Es fehlen daher sowohl die Einschnitte der Interstadialzeiten wie die eingelagerten Schuttkegel der Stadialzeiten. Die Rinnen selbst sind steil, eng, begrünt und stellenweise felsig. Sie beginnen oben am Bergkamm, ohne die Wasserscheide zurückzubiegen. Es fehlt ihnen ein eigentliches

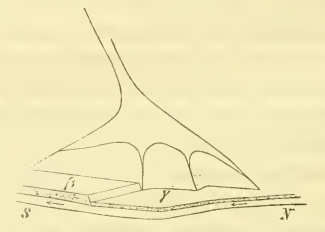


Fig. 1.

Würmschuttkegel durch Bühl- (β) und Gschnitzterrasse (γ) unterschnitten (Tychatal).

Sammelgebiet und heute sind sie trocken. Wahrscheinlich führten sie auch in der letzten Eiszeit kein Wasser und die Kegel wurden wahrscheinlich ausschließlich durch Schmelz- oder Hochwasserschutt aufgebaut. Zur Bühl- und Gschnitzzeit wurden nur dünne Lagen aufgetragen, die schuppenförmig den Niederterrassenkegel überlagern.

Auf der linken Talseite kommen die Schuttkegel, von denen zwei auf der geologischen Spezialkarte dargestellt sind, aus größeren Gräben, führen daher wieder Einschnitte mit Stadialterrassen. Die Gschnitzterrasse verbreitet sich zuweilen über den Talboden; an vereinzelten Punkten finden sich unbedeutende Spuren einer Daunterrasse.

Zu besprechen bleiben noch die niederen Alluvialflächen zu beiden Seiten der Waag und der Terrassenrand am linken

Waagufer. Zu beiden Seiten der Belamündung dehnt sich die Bühlterrasse aus, die an ihrem Rande 1 *m* hoch zu einem schmalen Streifen der $^1/_2$ bis 1 *m* hohen Gschnitzterrasse abfällt. Wo die Bela in die Waag fließt, hat die Mündung dieselbe Beschaffenheit wie am Jalovec. Die Bela beginnt auf angesammelter Schottermasse etwa 30 *m* oberhalb der Einmündung rascher zu fließen; über eine Schotterstufe von 2 *dm* Höhe fällt sie in die Waag. Vom Berührungspunkte weg zieht ein Kamm lebhaft wirbelnden Wassers abwärts; zu beiden Seiten des Kammes und weiter unterhalb ist das Wasser ruhig und spiegelglatt, nur da und dort von aufsteigenden Wirbeln bewegt. Gewiß unterschneiden die dunkelolivengrünen Wässer der Waag das von grünem Wasser durchflossene Bett der Bela und bilden eine kleine Schottermündungsstufe.

Die von Feldern und Auwaldungen bedeckten Bühl- und Gschnitzterrassen nehmen von der Belamündung abwärts das rechte und von Magyarfalu an auch das linke Waagufer ein. An der Waagbrücke 611 *m* entspringt einem Einschnitt der Bühlterrasse eine Schwefelquelle. Die Bühlterrasse mißt hier über der niederen Gschnitzterrasse $^3/_4$ *m*. Magyarfalu liegt auf der Bühlterrasse. Im Süden des Dorfes zieht der 1·7 *m* hohe schmale Streif der Niederterrasse dem 12 *m* hohen Abfalle des weithin ausgedehnten Hochterrassenrandes entlang. Über der Hochterrasse liegt westlich von Szt. Iván der 16 *m* höhere Rest der auf Eozän lagernden jüngeren Decke; 10 *m* höher findet sich noch eine weitere, 3 *m* dünne Schotterlage. Der Hochterrassenrand am linken Waagufer schwankt in seiner Höhe zwischen 12 und 20 *m*. Die Niederterrasse hat am linken Waagufer an der Waagbrücke im Westen von St. Miklos eine Höhe von 3 *m* über der Bühl- und Gschnitzterrasse zu je 1 *m*. — Die Diluvialschotter sind zu beiden Seiten der Waag asymmetrisch entwickelt. Am linken Waagufer erstreckt sich der Rand der Hochterrasse zusammenhängend von Potornya bis Kis-Palugya, einzelne Felder der Niederterrasse sind erhalten. Am rechten Waagufer sind Hoch- und Niederterrasse bis auf wenige geringe Reste beseitigt. Den Talboden der Waag nehmen die alluvialen Bühl- und Gschnitzschotter ein.

Das Bühlschotterfeld von Potornya dehnt sich bis zum Ternovecbache aus. Dann folgen drei durch Bäche getrennte Feldstücke bis zum Smrečankabache. Die Senkungsrichtungen dieser Schotterflächen drehen etwas gegen Südwesten bei. Am stärksten ist dies beim Feldstücke Veselova zu bemerken. Das Bühlschotterinselchen westlich von Okolicsno hat 1·3 bis 1·5 *m* Höhe über der hier sehr niedrigen Gschnitzterrasse, die mit Gras bedeckt teils schmale Bänder am Rande der Bühlterrasse, teils Waaginseln bildet.

Die Schotter der Nordseite. Das dreieckförmige Schotterfeld von Zakopane ist bereits auf der geologischen Spezialkarte als Diluvialschotter ausgeschieden und von Partsch[1] als Niederterrasse bezeichnet worden. Mit dieser Auffassung stimmen meine Beobachtungen überein.

Das Niederterrassenfeld von Zakopane ist durch sämtliche vom Giewont 1900 *m* und seinen Ausläufern kommenden Gebirgsbächen zwischen Malalaka- und Bystrabach aufgeschüttet worden. Im Norden von Zakopane bricht die Niederterrasse 8 *m* hoch zu den Stadialterrassen von 1 *m* und $^1/_2$ *m* an der Cichawoda ab. Im Osten der Kirche ist die Niederterrasse 6 *m* hoch. Der Eozänsockel der Stadialterrassen ist südlich von Zakopane in dem ersten Seitentälchen westlich von der markierten Wegabzweigung ins Biala-Krokiewtal gut aufgeschlossen. Im Abfall der 1 *m* hohen Bühlterrasse verläuft ein Eozänausstrich zirka 20 *cm* über der 1 *m* hohen Gschnitzterrasse, deren Schotter auf 60 *cm* Eozän aufruht. Dieses typische Profil für Stadialterrassen (Fig. 2) zeigt, daß sie Aufschüttungsterrassen sind, deren Bildungszeit durch eine Zeit der Erosion getrennt war. Der Gang der Erosionskurven war in der Stadialzeit von derselben Art wie in den Eiszeiten; die Schwankungen waren nur von geringerer Amplitude. Die Niederterrasse hat hier eine Höhe von 3·5 *m* über dem Bache. Südwestlich von Zakopane betragen die Vertikalabstände 1·7 *m*, $^3/_4$ *m*, $^1/_2$ *m*.

Zwischen dem Koscielisko- und Czarny-Dunajectale erstreckt sich am Gebirgsfuß ein dem vorigen ähnliches Schotter-

---

[1] Partsch, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Verh. d. Ges. deutscher Naturforscher und Ärzte. Leipzig 1904, p. 5 des Sonderabdruckes.

dreieck, das einige Bäche zerschnitten haben. Am Ausgange des Kościeliskotales erheben sich zu beiden Seiten der Straßenbrücke zwei Terrassen, die obere mit 2 *m*, die untere mit $^1/_2$ *m* Vertikalabstand; die obere ist bewaldet und reicht vom östlichen Czarny-Dunajec bis zur Straße und zum Gebirgsfuß. Es ist Niederterrasse, die sich um ein kleines, westlich vom Straßenbuge gelegenes, 6 *m* hohes Stück der Hochterrasse herum bis an den Lejovbach ausdehnt. Das Profil am Lejovbach zeigt am linken Ufer die Niederterrasse mit 1·7 *m*, darunter eine $^1/_2$ *m* hohe Terrasse, sowie 4 *m* über der Niederterrasse zu beiden Talseiten eine geröllfreie Felsterrasse.

Im Westen des Lejovbaches liegt 8·5 *m* über der Niederterrasse eine lehmbedeckte Terrasse, deren Fläche von Bächen umrandet und in zungenförmigem Grundriß sich langsam gegen

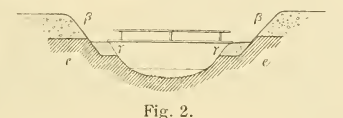


Fig. 2.

Profil durch Bühl- (β) und Gschnitzschotter (γ) bei Zakopane (e = Eocän).

Norden senkt und gegen Westen mit 14 *m* hohem geröllbedecktem Steilabfalle über der stark versumpften Niederterrasse des westlichen Czarny-Dunajec abbricht. Auch dem Nordende dieser Hochterrasse ist die Niederterrasse vorgelagert.

An der Nordspitze des Schotterdreieckes hat die Niederterrasse an den beiden Straßenbrücken 1·5 bis 1·7 *m* Höhe (Stadialschotter: $^3/_4$ *m*, $^1/_2$ *m*, 10 *cm*). Im Westen liegt ein Terrasseneck, vielleicht Hochterrasse. Darüber erhebt sich ein den westlichen Czarny-Dunajec begleitender schotterbedeckter Riedel 20 *m* hoch, wahrscheinlich vom Alter der jüngeren Decke.

An der Mündung des Kościeliskotales fällt die den Talboden bildende Terrasse in Absätzen von 1 *m*, $^1/_2$ *m* und 1 *m* zum Bache ab. Im Süden der folgenden Talenge dehnt sich ein 1·5 *km* langes und bis 200 *m* breites Terrassenfeld von 1 bis 1·7 *m* Kantenhöhe aus, mit angelagertem Terrassenrest von

$^1/_2$ *m* Höhe. Auf die begrünte Terrassenfläche senken sich vom Mietusiakamme zwei unverletzte Schuttkegel gleichfalls vom Alter der Niederterrasse. Die Terrassenfläche wird von zwei seichten versumpften Furchen durchzogen, deren westliche wenigstens, wie ein künstlicher Aufschluß zeigt, eine vertorfte Altwasserfurche darstellt. An der nächsten Dunajecbrücke im Süden haben Gschnitz-, Bühl- und Niederterrasse Kantenhöhen von $^1/_4$ *m*, $^3/_4$ bis 1 *m* und 1 *m*. 20 *cm* über der Gschnitzterrasse streicht der Kalksockel der Bühlterrasse durch. Westlich der Brücke liegt der dreieckförmige Rest einer Niederterrasse. Ähnliche Profile finden sich im Süden. Die Höhe der Niederterrassenkante über der Bühlterrasse schwankt zwischen 1·5 und 1·7 *m*. Das Kreuz und die Kapelle liegen auf der Bühlterrasse. Der vom Kominy herabkommende Schuttkegel hat eine Abrißkante von 12 *m* Höhe.

Südlich des Bildstockes folgt eine zwischen hohen Kalkwänden eingesenkte Talenge. An der Brücke der Alphütte Pisana hat die Niederterrasse 1·7 *m*, der Bühlschotter 1 *m* Höhe. Die Niederterrassenkegel der Seitenschluchten zeigen eingelagerte Bühlkegel.

Südlich von der Alpe Pisana liegen in den dicht an den Bach herantretenden Felswänden kleine Höhlen. Am rechten Ufer bricht neben einer kleinen wasserlosen Höhle aus einer zweiten Öffnung knapp am Bache ein starker Quell hervor, der das ganze Jahr über fließen und sich bei Regenwetter trüben soll. Man würde hier zunächst an eine »Vauclusequelle«[1] denken, entstanden durch Anzapfung des Grundwasserniveaus. J. Pawlikovski soll in einer mir nicht zugänglichen Arbeit die Ansicht vertreten, daß ein vom Czarny-Dunajec in den Kalkfels hinein abzweigender und unterirdisch verlaufender Wasserstrang an dieser Stelle wieder zum Vorschein kommt. In der Tat liegt weiter im Süden ein durch bewachsene Felstrümmer maskierter Höhleneingang. Zu beiden Seiten der Klamm finden sich in 7 bis 10 *m* Höhe Kalkvorsprünge, wie an der Mündung des Lejovgrabens. Es sind wahrscheinlich Sockelreste der zerstörten Hochterrasse. An der linken Talseite öffnen sich an

---

[1] Grund, Karsthydrographie: Penck's Geogr. Abh., 7, 3, p. 179.

steiler Felswand 50 bis 60 *m* über dem Dunajec vier Höhlenmündungen. Die erste Höhle ist kurz und verläuft sackförmig. Die drei übrigen Höhlenmündungen von gleichem Niveau sind miteinander durch ein 40 Schritt langes, niederes, bogenförmiges Gangstück verbunden, so zwar, daß die beiden im Süden gelegenen Eintrittsstellen rasch in den gemeinsamen Gang münden. Die Höhlen zeigen Spuren von Flußgeröllen. Zur Bildungszeit der älteren Decke mag der Dunajec in diesem Niveau — 60 *m* über Tal — geflossen sein. Ein abzweigender Wasserstrang dürfte (wie heute im Tale) die Höhle gebildet haben. Die Schluchttiefe von 60 *m* stellt für diesen Punkt die Erosionstiefe des Eiszeitalters dar.

Im Tale des westlichen Dunajec zeigen die Terrassen am Talausgang Höhen von 1 *m* und $^1/_2$ *m*. Im Talinnern steigern sich die Höhen etwas. Der schöne, blaue Quelltopf des Czarny-Dunajec am Fuße einer Felswand scheint eine Vauclusequelle[1] zu sein. Nahe der Kote 1035 *m* liegen am rechten Ufer kleine Höhlenmündungen. Eine derselben führte kaltes Wasser; sein durch den Straßendamm gestauter Spiegel lag etwas höher als das Bachwasser. Spuren von etwa 3 *m* höher gelegenen, nunmehr trockenen Quellaustritten sind am rechten und linken Ufer bemerkbar.

Das ausgedehnteste Schottergebiet der Nordseite liegt bei Habovka. Es ist von besonderem Interesse, da hier sämtliche diluviale Schotter entwickelt sind.

Im Norden der Kirche von Habovka setzt ein 28 *m* hohes Schotterfeld ein, das sich als schmale Leiste mit langsam sinkender Kante talauswärts verfolgen läßt. Der Berghang ist in die Schotteroberfläche verflößt; die Lehmdecke, unter diesem Einfluß besonders mächtig, dürfte 2 *m* betragen. Der Felssockel des Schotters ist 10 *m* hoch und besteht aus westfallenden Eozänbänken. Diese Terrasse, wie das gleich hohe, kleine Schotterfeld östlich von Habovka gehören der jüngeren Decke an.

Der südliche Teil von Habovka liegt auf der Niederterrasse, die hier 30 *cm* tief verwittert ist und mit Vertikalabstand von

---

[1] Grund, l. c.

7 *m* zur 1·2 *m* hohen Bühlterrasse abfällt, der stellenweise die Gschnitzterrasse mit 1 *m* anlagert. Zum weniger tief eingesenkten Blatnabach fallen die Terrassen des Studenibaches in Stufen von 1·7 *m*, $^3/_4$ *m* und $^1/_2$ *m* ab. Die nördliche Kirche von Habovka liegt auf einer 10 *m* hohen Hochterrasse mit 7 *m* hohem Eozänsockel.

Über der Mühle am Westrande des Dorfes Zuberec liegt eine Schottermasse von 3·5 *m* Mächtigkeit konkordant auf südfallenden Eozänbänken, deren obere Kante 13·5 *m* über dem Bache liegt. Die Oberfläche des Schotters ist mit Eozänschutt und Lehm bedeckt. Eine geröllfreie Eozänterrasse liegt 13·6 *m* höher. Vermutlich liegt hier ein abgesunkenes und schräggestelltes Stück der jüngeren Decke vor. Jedenfalls bezeichnet dieser Punkt den Rand älterer Schotterausdehnung.

Die Niederterrasse von Habovka liegt im Süden des Dorfes nur 1·5 *m* über der Bühlterrasse, die zu beiden Seiten des überbrückten Studenibaches 1·5 *m* hoch ist. Sie hat am linken Ufer des Studenibaches eine gleichförmige Verbreitung zu beiden Seiten der Niederterrassenzunge von Zuberec. An der Terrassenecke des Konfluenzpunktes von Studeni und Spadovibach beträgt die Verwitterungsschichte der hier 1·5 *m* hohen Bühlterrasse 1 *dm*. Das Profil an der Mühle gibt den Terrassen Abstände von $^1/_2$ *m*, 1·7 *m* und 5 *m*.

Die Niederterrasse von Zuberec ist kein einheitliches Gebilde. Das zeigt sich bereits am Friedhof an der Nordecke der Niederterrasse, wo sie in zwei Stufen von je 2·5 *m* abfällt. Der Nordrand der Niederterrasse zerfällt in vier Terrassenränder, wie das Niederterrassenfeld von Vavriso. Die Vertikalabstände dieser Stufen betragen im Norden vom Ostkreuze von Zuberec 1·7 *m*, 2·7 *m*, $^1/_2$ *m* und 1 *m*. Unter diesen Teilfeldern der Niederterrasse liegen die Stadialterrassen mit Kantenhöhen von 1 *m* und $^1/_2$ *m*. In der Umgebung von Zuberec ist die ganze Niederterrasse mit Feldern bedeckt. Die Felder queren die Kanten der Teilfelder und haben sie abgestumpft. Zwischen den Feldern liegen zahlreiche aus Lesesteinen aufgebaute Steinwälle. Dem Südrande der Niederterrasse, auf dem der größte Teil des Dorfes Zuberec liegt, sind nur kleine Stadialterrassenreste des Spadovibaches angelagert.

Östlich von Zuberec dominiert die höchste Niederterrasse. Die Zerteilung der Niederterrasse in ihre Einzelfelder scheint also an Weitungen geknüpft. Die nunmehr von Hutweiden bedeckte Terrassenfläche wird weiter östlich bis zum Jagdhause von prächtigem Forste eingenommen. An der Brücke beim Jägerhaus hat die Niederterrasse eine Gesamthöhe von 8 *m*, wobei ihr Abfall drei Stufen von durchschnittlich 1·7 *m* Höhe aufweist und für die Bühlterrasse noch die untersten 3 *m* entfallen. Etwas weiter talabwärts beträgt der Abfall der hier nur zwei Kanten aufweisenden Niederterrasse über der Bühlterrasse allein 9·5 *m*. Das Jägerhaus selbst steht auf der Niederterrasse, die hier am rechten Ufer eine Gesamthöhe von 10 *m* aufweist.

Der Niederterrassenstreif von Zuberec lenkt fast sämtliche von Süden kommenden Bäche westwärts ab.

Östlich vom Jägerhaus ist die Niederterrasse bis zur Brücke am rechten Ufer schmäler geworden. Am Bachrande haben Niederterrasse, Bühl- und Gschnitzschotter Vertikalabstände von 3·5 *m*, 1·5 *m* und $^1/_2$ *m*; bei der folgenden Straßenbrücke auf beiden Bachseiten: 2·7 *m*, 1·7 *m* und $^1/_2$ *m*; an der Brücke des hier abzweigenden Seitenweges 3·5 *m*, 2 *m* und $^1/_2$ *m*. Der Schotterlappen, den dieser Seitenweg quert, gehört bereits dem Übergangskegel an. Hier sieht man ein Teilfeld von 2·3 *m* Kantenhöhe sich auf das Hauptfeld herabsenken und mit diesem verschmelzen. Nebenbei sei ein Vorkommnis im Südosten des Jägerhauses erwähnt. Hier verschwindet ein Zweig des Studenibaches in einer sechs Schritte breiten und $^1/_2$ *m* hohen Höhlenmündung. Die Austrittsstelle erscheint durch einen tiefgrünen Wassertümpel bezeichnet.

Zwischen Studeni- und Blatnabach dehnt sich eine kleine Schotterplatte aus, welche im Osten unweit des Jagdhauses am Westkamm der Osabida 1687 *m* ansetzt und im Westen in der von Terrassen umrandeten Eozänkuppe 837 *m* ausläuft. Am schwach gebuchteten Südrand der Kuppe zieht über einem schmalen Streifen Niederterrasse, eine infolge der Hangverflößung schon undeutlich gewordene Schotterleiste entlang, die dem Horizonte der nördlichen Kirche von Habovka entspricht. Diese Leiste tritt an den Studenibach in einem Steilrande heran, an dem man unter einer $^1/_2$ bis $^3/_4$ *m* hohen Verwitterungs-

decke eine 5 *m* (an anderer Stelle 7 *m*) dicke Schotterschichte auf 12 *m* hohem Eozänsockel aufruhen sieht. Die Eozänbänke fallen westlich und laufen als kurze Riffe in das Bachbett hinein. Nur die niedere Gschnitzterrasse ist hier am rechten Ufer entwickelt. Höhe und Verwitterung weist die Schotterleiste der Hochterrasse zu.

Der Steilrand der Hochterrasse hebt sich östlich unter einem Winkel von 3°. An der Kante fehlt Schotter und streicht splitteriges Eozän, das hier den ganzen Abfall zusammensetzt, aus. Man sieht hier ausnahmsweise den Eozänausstrich, der zwei Schotterhorizonte trennt, im Längsprofil. Das kommt dann vor, wenn die verschieden alten Schotter nicht leistenförmig nebeneinander liegen, sondern die Senkungsrichtung eines jüngeren Schotters die des älteren quer durchschneidet, wie es zwischen einem Stücke der Niederterrasse und dem die Kehre am Eozänhügel ausfüllenden Hochterrasse der Fall war. Der Eozänausstrich zwischen der Hochterrasse und der jüngeren Decke ist von der Kante weg ein sanft geneigtes Hangstück, das unter dem stumpfen Rande der jüngeren Decke beginnt und allmählich in die Hochterrassenfläche übergeht.

Die jüngere Decke ist eine breite Hochfläche, die sich an die Eozänkuppe 827 *m* anlehnt, hier teilt und einen kurzen Ast nach Nordwest zum Blatnabache entsendet. Die Teilung des Schotterstromes war mit einem Zurückschieben der Eozänhöhen verbunden, von welchen Kuppe 837 *m* ein Rest ist. Die mit Heiden und zum Teil mit Nadelwald bedeckte, an den Rändern feuchte Hochfläche verschmälert sich ostwärts gegen das Jagdhaus, über dem ihre Ansatzstelle liegt. Über der jüngeren Decke erheben sich zwei wenig ausgesprochene Terrassenbänder, gekrönt von einer breiten Hochfläche, die sich spornartig an den Berghang ansetzt, der älteren Decke. Die Vertikalabstände betragen hier 3·5 *m*, 3·5 *m*, 17 *m*. Die Terrassenflächen und ihre sehr sanften Abfälle überzieht gleichmäßig die licht bewaldete Heide. Der Vertikalabstand der älteren Decke über die jüngere beläuft sich auf 24 *m*, der der jüngeren Decke, die eine 1·2 *m* hohe Lehm- und 5 *m* hohe Schotterschichte aufweist, auf 34 *m*. Daraus ergibt sich für die ältere Decke eine Gesamthöhe von rund 60 *m*.

Diese hohen Terrassenreste enden über dem Jagdhaus. An diesem erreicht ein Hochterrassenrest am rechten Ufer eine Höhe von 20 *m*. Sein 7 *m* hoher Sockel besteht aus Kalkbreccie, deren Bänke unter 40° nach Norden fallen. Reste dieser Kalkbreccie liegen auch in den südlichen Gräben. Da die Niederterrasse dem Einschnitte des Breccienkegels eingelagert ist, die Hochterrasse ihn umgeht, ist die Breccie mindestens gleich alt mit der Hochterrasse. Vielleicht sind Reste älterer Breccienkegel den Ansatzstellen der höheren Schotter eingeschaltet, da die Flächen der letzteren über dem Jagdhause ein leichtes Ausweichen nach Nordosten erkennen lassen.

Überblickt man die Höhenverhältnisse der Terrassen, so ergeben sich für die ältere Decke durchschnittliche Beträge von 60 bis 100 *m*, für die jüngere Decke von 30 bis 45 *m*, für die Hochterrasse von 15 bis 20 *m*, für die Niederterrasse von 5 bis 10 *m*, für die Bühlschotter von 1 bis 3 *m*, für die Gschnitzschotter von $^1/_2$ bis 1 *m*. Ein aus diesen Zahlen aufgestelltes Verhältnis der Terrassenhöhen bietet dann, wenn einzelne Zwischenglieder fehlen, eine gewisse Stütze für die Altersbestimmung der Terrassen. Nur dort, wo ein zur Eiszeit vergletschertes Gebiet in der Stadialzeit unvergletschert war, ist zwischen Stadial- und Glazialterrassen ein über das Normale vergrößerter Sprung bemerkbar.

Die Glazialgebilde der Liptauer Alpen.

Im Gegensatze zum Vorlande der Liptauer Alpen führen die Gebirgstäler wenig Schotter. Ältere Schotterreste haben sich nicht erhalten. Dagegen sind ansehnliche Gletscherablagerungen vorhanden. Ich beginne die Schilderung der Gletschertäler im Westen mit dem Jalovectale.

Der zwischen den Bergen Mnich 1462 *m* und Holu 1683 *m* eingesenkte Teil des Jalovectales hat bis zur Einmündung des Spolanibaches eine schmale Sohle, der die vom Bache durchschnittenen sehr schmalen Bühl- und Niederterrassenreste auflagern. Nördlich von der ersten Jalovecbrücke haben die Terrassenränder relative Höhen von $^1/_2$ *m*, 1 *m*, 2 *m*. Die oberen Ansatzpunkte dieser Terrassen haben etwas größere Vertikalabstände als die unteren, so daß die Flächen talabwärts

etwas konvergieren. Die oberste Terrasse neigt sich von der Kante weg zum Berghang, ist daher lediglich eine Schotterbank, die der Bach in dem 30 *m* breiten Gebirgstal nicht planiert hat.

Über der Niederterrasse ist der Talhang felsig mit erst 15 *m*, weiter nördlich mit 9 *m* hohem alten Klammrand. Die Bachrunse, die von Kote 1329 *m* herabzieht, endet am Klammrande 10 *m* über dem Hauptbache. Dem Außenrande der Niederterrasse ist wiederholt Gehängeschutt aufgesetzt.

Der Mnichovgraben am rechten Ufer führt drei ineinandergeschaltete Schuttkegel von 6 *m*, 1 *m* und $^1/_2$ *m*, während das Bachwasser über eine rezente Schuttstufe von 2 *m* in den Jalovec fällt. An der Nordseite der Mündung liegt der alte Klammrand 14 *m* über dem Bühlkegel. Gegenüber der Mnichovmündung erhebt sich eine Felsterrasse zirka 30 *m* über dem Bache.

Auch das folgende Talstück ist arm an Terrassen. Zwischen Mnichov und Spolanibach zeigt das Gehänge bis 100 *m* über Tal weder Granit noch Schiefergeschiebe, sondern lediglich Schieferschutt. Im Osten des Konfluenzpunktes zwischen Spolani und Hlubokovbach erheben sich drei übereinander gelagerte Terrassenstücke zu: 2·5 *m* (Bühlterrasse), 1·7 *m* und 3·5 *m*; 10 *m* über der höchsten Terrasse erscheint der alte Klammrand.

Im Spolanitale liegt nahe dem Südende der alte Klammrand 12 *m* hoch; etwas weiter im Norden mißt die Niederterrasse 5 *m* vom Bach. Bei der Talkote 1093 ist der Fuß des östlichen Talgehänges felsig; Gschnitz- und Bühlterrassen haben hier Höhen von $^1/_2$ *m* und 1 *m*. Am rechten Ufer liegen am Gehänge Felstrümmer; bis 60 *m* über der Talsohle konnten weder Moränen in Wallform noch erratisches Material nachgewiesen werden. Etwa 150 bis 200 *m* nördlich von der genannten Talkote beginnt sich das bisher enge Tal zu verbreitern.

Bald tauchen nordwärts, erst vom Wald verhüllt, zu beiden Seiten des Spolanibaches Moränenstufen auf, die sich vom Hange absondern und deutliche Seitenmoränen bilden. Die linke Seitenmoräne biegt in das vom Salatinsky vrh 2050 *m* nach Westen herabziehende Tal ein, verläuft unter dem hier 50 bis

70 *m* hohen Trogrande. Eine entsprechende Seitenmoräne liegt am rechten Ufer dieses Talendes. Der obere Talabschnitt wird in einer Höhe von 1580 *m* von der Wallgruppe der Bühlmoränen gequert. Vor die Mündung des Salatinskytales und seines nördlichen Nachbartales, dessen Ende gleichfalls von Moränen erfüllt ist, legt sich eine hohe Mittelmoräne. Diese nimmt am Bergsporne am Westende des Salatinskykammes ihren Ursprung und wird durch den Spolanibach von der nordsüdlich verlaufenden größten Mittelmoräne des Gebietes getrennt, die bereits auf der geologischen Spezialkarte der Tatra ausgeschieden ist. Der scharfe Kamm der zum Teil entwaldeten Moräne weist zwei Kuppen auf, der Sattelpunkt zwischen beiden liegt noch 25 *m* über dem Spolanibache. Zwischen den beiden Mittelmoränen ist zunächst die Gschnitzterrasse mit 1 *m* Höhe und darüber die Bühlterrasse mit 1·7 *m* Höhe entwickelt. Ein Stück der letzteren legt sich an das Südende der westlichen Mittelmoräne mit 3·5 *m* Vertikalabstand vom Bache. Die rechte Seitenmoräne des Spolanibaches taucht westlich von der großen Mittelmoräne unter einem großen Bühlschuttkegel unter, der aus einem Graben des Sivy vrh herabsteigt. Hier liegt eine auf der Karte nicht verzeichnete dürftige Alphütte. Über dem Bühlkegel legt sich ein Rest des aus demselben Graben stammenden Niederterrassenkegels an die Außenseite der Seitenmoräne an. Die angeführten Moränen stammen aus der Würmeiszeit.

Das ganze Moränengebiet zeigt infolge der reichen Gliederung der Gebirgsumrahmung eine massenhafte Anhäufung von Granitgeschieben. Doch war der aus drei Armen zusammengesetzte Gletscher der Würmeiszeit wahrscheinlich infolge der Südwestexposition unverhältnismäßig kurz und wie auch der seichte Trog des Salatinskytales angibt, wenig mächtig. Das Gletscherende setze ich rund 200 *m* oberhalb der Talkote 1093 *m* in 1100 bis 1120 *m* Höhe an. Die Schneegrenze der Würmeiszeit lag demnach bei 1550 *m*.

Über dem zerstückelten Trogrand des Salatinskytales tritt das Gehänge etwas zurück, steigt dann steiler empor und bildet eine stark verwitterte, noch weniger geschlossene Kante. Diese Kante liegt so hoch über dem Würmtrogrand, wie dieser über

der Talsohle, verläuft nahezu parallel zu letzterem und senkt sich unter zirka 15° talauswärts. Man hat hier wahrscheinlich den linksseitigen Rest einer älteren breiteren Eisbahn vor sich, in welche der jüngere Würmtrog eingesenkt ist. Unter dem Gipfelhang des Salatinsky vrh scheinen kleine Schuttanhäufungen des Gschnitzstadiums zu liegen.

Im Haupttale erhebt sich zwischen den noch weiter verfolgbaren Seitenmoränen der Würmeiszeit eine von einer breiten Furche und erst ungeordneten Wällen durchzogene Schuttstufe: das Bühlmoränengebiet. Sein Fußpunkt liegt bei rund 1300 *m*, sein First bei rund 1400 *m*. Aus der Schuttstufe hebt sich eine Mittelmoräne hervor, welche gelegentlich kleine Umbiegungen zeigt und dann mit dem randlichen Schutte kleine Moränenseen einschließt. Der tiefere Weiher, von Felstrümmern und Fichten umstanden, hat dunkle Wasserfarbe. Der obere Moränensee liegt dem inneren Zungenbecken der Bühlzeit eingebettet, wo an die breiter gewordene Mittelmoräne die rechte Seitenmoräne anschließt. Umgrenzt von Krummholz bestandenen Blockwällen, besitzt der See einen elliptischen Grundriß von zirka 70 *m* Länge und 15 *m* Breite. Das Wasser ist hellgrün, die Tiefe beträgt gleichmäßig $^1/_2$ *m*. Der Ufersaum wird durch einen unter dem Wasser liegenden Kranz rostbrauner Granitplatten gebildet; der übrige Seegrund besteht aus einem feinen, festen, grauen Lehm. Der Abfluß durchmißt den Wall und vereinigt sich mit dem im Osten der hier 7 *m* hohen Mittelmoräne fließenden Hauptbach. Im übrigen wird das Zungenbecken des Bühlgletschers von den dem Gehänge aufgesetzten Seitenmoränen begrenzt und von einem Wiesenplan erfüllt, der scharf geschnitten, 30 *cm* hoch, zu dem in ruhigen Windungen dahinrieselnden Hauptbache abfällt. Das ist die Gschnitzterrasse, der stellenweise ein handbreithohes, schwach begrüntes Schuttband, die Vertretung des Daunstadiums anliegt.

Während die flankierenden Bühlmoränen mit dem Talgehänge emporsteigen, hebt sich aus dem Gschnitzfelde ein steiler Übergangskegel empor, der mit zurücktretendem Graswuchse und zunehmender Blocküberstreuung in das wohlgeformte Gschnitzmoränengebiet übergeht. Der Einschnitt im

Endmoränenbogen dient auch dem rezenten Gewässer als Abflußstelle. Die Endmoräne geht talaufwärts in die Seitenmoränen über, welche durch breite Furchen von den Seitenmoränen der Bühlzeit getrennt sind. Das Zungenbecken der Gschnitzmoränen ist von schwach begrünten Moränenkuppen ausgefüllt. Aus diesen erhebt sich ziemlich steil eine Mittelmoräne, die talaufwärts auf einen neuen Endmoränenbogen stößt. Der Fußpunkt des inneren Bogens erhebt sich über dem äußeren zirka 45 *m*, sein First etwa 65 *m*. Der obere Wall bildet den inneren Rand des Gschnitzstadiums. Wie das Bühlstadium zeigt auch das Gschnitzstadium zwei Grenzwälle, die durch je eine Mittelmoräne verbunden sind. Die Höhe der unteren Gschnitzendmoräne, deren linker Außensaum von einem vom Würmtrogrande abgebröckelten Gschnitzschuttkegel begleitet wird, liegt bei 1500 *m*. Die Höhe der Schneegrenze betrug für den Bühlgletscher 1700 *m*, für den Gschnitzgletscher 1800 *m*.

Die Gschnitzmoränen liegen am Grunde des Würmtroges, dessen bogenförmig verlaufende Nordseite durch einige Felsplatten kenntlich ist. Im übrigen ist der bis auf einzelne hochgelegene Schuttflecken und Schutthalden beraste Berghang wenig hoch über dem Würmtrog, der hier das Kar vertritt. Die genannten Schuttflecke legen, sofern sie nicht in Felsaustritten ihre Wurzelpunkte haben, den Gedanken nahe, daß unter den Rasenhängen eine Schuttdecke verborgen liegt. Die hohe, granitne Trogwand im Süden ist in Pfeiler und Klippen aufgelöst. Über der Kante des Würmtroges verlaufen verwitterte Felspartien, die von einem undeutlicheren Felsrande begrenzt werden. Darüber weicht das Gehänge abermals zurück, bildet eine zum Teil schuttbedeckte, sonst begrünte Leiste mit oberem Rande, der nur wenig unter dem Kamme liegt. Die Tiefe des Würmtroges ist mit über 100 *m* am größten, die Vertikalabstände der übrigen Ränder sind stufenweise geringer. Die Würmkante hat ein Gefälle von 9 bis 7°, der oberste Talrand ein solches von 11 bis 9°. Man verfolgt die drei Abstufungen an den Abfällen der linken Seitenkämme. Auch der kurze Seitenkamm der von der Kuppe zwischen Srvi vrh 1806 *m* und Ostra 1765 *m* nach Osten abfällt, zeigt gleichfalls die Spuren der drei Abstufungen, und zwar in geschätzten Höhen von

1260 *m*, 1340 *m* und 1420 bis 1450 *m*. Darüber folgt dann ein ebeneres Kammstück, aus dem die Kuppe aufsteigt (Fig. 3).

Im Westen der Gschnitzmoränen erhebt sich die Trogwandung in Form eines 30° geneigten, mit Blöcken übersäten, mit Rasen, Heidelbeeren, Rhododendron und Krummholz bewachsenen Steilhangs zum Sattel Paleniza 1574 *m*. Dieser Hang, durch Unterschneidung entstanden, ist eine Diffluenzstufe im Sinne Penck's.[1] Der Sattel Paleniza selbst ist fast horizontal, breit und steigt nach Norden und Süden — in letzterem Falle zu einem fast ebenen Kammstück — sanft an. Der Sattel ist von Moräne überkleidet, die in der Mulde nordwestlich der Kote 1574 *m* in Form von drei Paaren zangenförmig einander

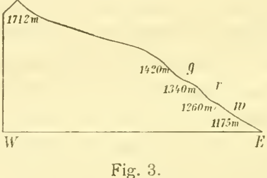


Fig. 3.

Gehängeprofil im Jalovectal (Rand des Würmtroges bei 1260 *m*, des Rißtroges bei 1340 *m*, des Günztroges bei 1420 *m*).

zugekrümmter Wälle erscheint. Bei sämtlichen drei Endmoränen, die drei verschiedene Halte eines aus dem übervollen Spolanitale die Wasserscheide überfließenden Eislappens des Würmgletschers bezeichnen, ist die Abflußlücke erhalten. Sämtliche Wälle sind mit dichten Vegetationspolstern überzogen. An den untersten Wall reicht der Wald heran. Er liegt unweit der von Prof. Uhlig[2] beschriebenen, merkwürdigen Nummulitenkalkklippe, bei 1380 *m*. Ein vereinzelter Granitblock liegt bei einer Holzhütte. Am Gehänge verflachen die Wälle, treten jedoch nordöstlich der Kote 1574 *m* als Wülste hervor, die in das Spolanital einlenken. Danach berechnet sich die

---

[1] Penck-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, p. 811.

[2] Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges, II, Denkschr. der kais. Akad. der Wiss., 68. Bd., 1900, p. 46.

Dicke des Eislappens über dem Sattelpunkte, ohne Einrechnung der Eiswölbung, auf höchstens 70 *m*. Die Tiefe des Würmtroges unter Kote 1574 hinzugerechnet, ergibt sich für das obere Spolanigebiet eine Eisdicke von 150 *m*.

Im Hlubokovtale umgibt der größte Moränenkörper den Sporn des südwestlichen Banikovkammes. Östlich vom Konfluenzpunkte zwischen dem Hlubokovtale und dem südlichen Nachbartale ist die Moräne zu größeren Plaicken angeschnitten. Große zugerundete Granitblöcke sind in feinem Grus eingebettet. Der waldbedeckte Kamm der Moräne ist scharf und verläuft, von einem zickzackförmig ansteigenden Pfade benützt, in der Falllinie des Bergspornes. Unbewaldet würde die Moräne den Anblick alpiner Urgesteinsmoränen (wie am Waxegg- oder Nardisgletscher) gewähren. In der Tiefe des Hlubokovtales braust der Bach im Einschnitt einer 50 *m* hohen Felsstufe. Diese ist als taleinwärts gerückte Konfluenzstufe aufzufassen. Tal- und Moränengefälle divergieren talaufwärts. Der Moränenkamm zeigt mit 30° Gefälle den steilen Abschwung des Hlubokovgletschers an; sein Ende wird etwas unterhalb des Konfluenzpunktes bei 1050 *m* anzunehmen sein. Das Gefälle des Moränenkammes mildert sich erst in einer Höhe von 1400 *m*. Der dreieckige Raum zwischen Moräne und Bergsporn nimmt eine südwärts geneigte Wiesenfläche mit der Salasche Kolyba (auf der Karte nicht verzeichnet) ein. Der Außensaum der Moräne endet am südlichen Ausgang des von Kote 2053 *m* westsüdwestlich herabziehenden Seitentälchens, bei 1500 *m*. Der Innensaum der Moräne quert den Talausgang und heftet sich an dessen Nordhang. Diese mindestens 30 *m* höher gelegene Ansatzstelle zeigt eine Schwankung der Schneegrenze zwischen dem äußeren und inneren Rand des Würmgletschers von mindestens 30 *m* an. Der inneren Moräne ist ein hügeliges Blockterrain angelagert; von ihr geht eine Schotterfläche aus, die über der Felsstufe abbricht. Dem Blockterrain sind am Westrand Terrassen von 3·5 *m* und 1 bis 1·5 *m* angelagert. Die Hügel entsprechen dem Innenstand des Würmgletschers, der seinen Zusammenhang mit dem südlichen Nachbarn gelöst hatte und sich auf die Höhe der Felsstufe zurückzog.

Talaufwärts liegt eine Blockkuppe bei 1500 *m*, welche den Endpunkt des Bühlstadiums bezeichnet. Die Schneegrenze des Bühlstadiums lag bei 1750 *m*.

Die genannten Moränen liegen im Würmtrog, der östlich der Kote 1832 *m* 150 bis 180 *m* tief ist und mit leichter Krümmung nach Osten umbiegt. Dieser geräumige Trog mit seinen Wandungen ist vom Vorland aus gut zu sehen. Am 25. Juli 1907 war in 1700 *m* Höhe noch ein kleiner Schneefleck vorhanden. Die Kuppe 1832 *m*, auf der Karte felsig dargestellt, ist nur durch die Trogwandung unterschnitten, sonst begrünt. Weiter aufwärts vollzieht sich der Übergang zwischen Graskuppe und scharfgratiger Felsspitze durch Verschmelzen der Trogwandung mit den Gratfelsen.

Das Hochtal, das zur Kuppe 2053 *m* emporzieht, ist eine seichte, fast felsfreie Mulde. Aus der Rasen- und Krummholzdecke steigt zu oberst eine graue Schuttlage bis auf den Gipfel. Mit Ausnahme einer kleinen Schuttanhäufung am Ausgang fehlt Glaziales.

Das südliche Nachbartal des Hlubokovtales, dessen Umrandung im Banikov 2178 *m* erreicht, führte gleichfalls einen Würmgletscher. Seine rechte Seitenmoräne ist mit dem untersten Teile der großen Hlubokovmoräne zu kurzer Mittelmoräne verknüpft. Stellenweise unter 10° ansteigend, bildet sie ein langgestrecktes (tief unter der Hlubokovmoräne verlaufendes) Schuttband, das in einem unteren 12 *m* hohen und oberen 30 *m* hohen Teil zerfällt. In doppelter Höhe verläuft der Würmtrogrand, etwa 40 *m* darüber durch ein Krummholzband vom vorigen getrennt und durch viele Felsaustritte markiert, der Rißtrogrand. Die Würmmoräne ist also nicht dem zugehörigen Trogrande aufgesetzt, sondern lagert an seinem Fuße; die Furche zwischen Moräne und Wand ist durch einen von der Trogwand abgebröckelten Schutthaldensaum ausgefüllt.

Bei Kote 1257 *m*, wo im Juli 1907 noch ein schmutzbedeckter Lawinenrest den Bach überwölbte, hat die Bühlterrasse eine Höhe von 3·5 *m*. Die Bühlmoränen sind aus Schuttkuppen zusammengesetzt und liegen unter dem Prislop 2145 *m* in geschützter Höhe von 1500 *m*. Das Bachbett ist häufig felsig.

Der Sammeltrichter im Nordabfall der Rosztoka 1953 *m* ist durch ein System konvergierender Furchen und steiler rasenbedeckter Gehängerippen gegliedert. In den Grund jeder Furche ist eine kantig begrenzte Rinne eingeschnitten. Das ganze Rinnensystem ist, wie sich aus dem Zusammenlaufen der Kanten ergibt, eine einheitliche Bildung. Die Kante hat nahe der Mündung des Rosztokagrabens eine Höhe von 8 *m*, läuft aber in die Kante der Bühlterrasse aus. Danach hat sich das Rinnensystem nach der Bühlzeit gebildet. Jedenfalls bildete sich das Grabenrelief nicht vor dem letzten Abschnitt des Eiszeitalters, ist also relativ jung.

Gegenüber der Einmündung des Hlubokovtales zeigt der Nordabhang der Kuppe Hola 1683 *m* eine schwache Einbuchtung und drei Abstufungen; sie sind ähnlich zu deuten wie im Spolanitale.

Unterhalb des Konfluenzpunktes erhebt sich ein 60 *m* hoher Felsvorsprung, mit einer Salasche an der Westseite. Wahrscheinlich liegt hier ein kleiner Rest des Würmtroges vor. Die Schneegrenze der Würmeiszeit lag über 1500 *m*.

Smrečankatal. Der bewachsene Wall an der linken Seite der Talmündung des Smrečankatales ist bereits oben als Altmoräne aufgefaßt worden. Damit stimmt überein, daß die Talöffnung des Smrečankatales mit den eingelagerten jüngeren Terrassen ziemlich breit ist und die Mündung des ersten rechten Seitentales den Eindruck einer durchschnittenen Stufe macht. Der Kamm der Stara Stanka 1290 *m* zeigt zwei Knicke, die unteren Enden wahrscheinlich präglazialen Talböden.

An der Brücke des Bergweges (995 *m*) hat die Niederterrasse am rechten Ufer 5 *m* Höhe. Der Schotter ist wenig sortiert; die Gneisblöcke stecken in kompakter Masse von graugrüner Farbe, die reich an Glimmerschieferblättchen und zu Scherben und Grus zermalmten Tonschieferstücken ist. Die Kante des moränenartigen Schotters steigt rasch an. Es ist der Übergangskegel der äußeren Würmmoräne. Diese erhebt sich aus dem Schotter, ist moos- und waldbedeckt und erreicht wenig ober der Brücke eine Höhe von 25 *m* über dem Bache. Der Kamm der Moräne ist durch eine seichte, sich südwärts verbreiternde Furche vom Berghang getrennt. Der Innenseite

der bei 1000 *m* endenden Würmmoräne lagert ein Niederterrassenteilfeld an, dessen Kante 8·5 *m* über dem Bache liegt; aus dessen Oberfläche erhebt sich weiter nördlich ein abgeholzter Moränenwall, von dem Blöcke auf die Terrassenoberfläche herabgerollt sind. Zum Bache fällt diese Moräne mit hoher Plaicke ab, die die charakteristischen Bestandteile der Urgesteinsmoräne: Gneis und Granitgeschiebe ohne Schrammen und Kritzen in zum Teil lehmigem Grus zeigt. Talaufwärts folgen drei weitere Wälle, die in die an der Lehne verlaufende Seitenmoräne übergehen. Die Schneegrenze der Würmeiszeit lag für den Smrečankagletscher bei 1500 *m*.

Der genannte Moränenkörper liegt gegenüber dem Grabenpaar, das vom Velky vrh und dem Graben, der vom Berge Holy herabzieht. Der entholzte Berghang südlich des erstgenannten Grabens ist frei von Moräne; eine Trograndspur liegt in der Höhe von zirka 90 *m*. Aus den beiden Gräben treten Bühlschuttkegel hervor, die zwischen sich eine kleine Bucht frei lassen. In den Einschnitten der Bühlschotter haben sich zerschnittene Reste der Gschnitz- und der kleine Rest einer Daunterrasse erhalten. Der südliche Schuttkegel wird vom Rest eines Niederterrassenteilfeldes überragt.

In dem Winkel zwischen dem Grabenpaar und dem Hauptbache erhebt sich eine aus Kubikmeter großen Blöcken zusammengesetzte hochragende Mittelmoräne. Ihr scharfer Kamm, der eine Salasche trägt, steigt gegen Nordosten an; der Doppelgraben war gleichfalls vereist. Der Berghang im Nordosten der Salasche ist durch drei wulstförmige Stufen gegliedert. An die Westseite der Mittelmoräne lagern sich drei bogenförmige Wälle mit ihren Teilfeldern an, die in zwei Stufen, von denen die untere noch 10 *m* Höhe erreicht, zum Bache abfallen. Die Mächtigkeit des Gletschers betrug an der Mittelmoräne noch bei 150 *m*.

Der Bach hat sich beim Durchbruch durch die Moräne mit großen Blöcken beladen. Für das Kaliber dieser Blöcke ist die heutige Wasserkraft zu gering; bald stellt sich normale Geschiebegröße wieder ein.

In der Mulde westlich vom Holyberg sind zahlreiche Felsschroffen vorhanden, welche jedoch weniger am oberen Rande

als in der Mittelpartie vorkommen. Bei der Umwandlung einer Mittelgebirgsmulde in eine Karnische geht die Felsgliederung der Hänge von unten nach oben vor sich; die Zurundung der Bergkämme erhält sich verhältnismäßig länger als die der Mulden.

Knapp oberhalb der Moränen öffnet sich der geräumige Taltrog des Smrečankatales. Er verläuft zuerst nach Norden, wendet sich dann im Bogen nach Osten. Besonders seine linke Seite wird durch eine zusammenhängende Trogwandung gebildet. Die Trogsohle wird auf beiden Talseiten von zusammenhängenden Schuttkegeln eingenommen, die aus den Einrissen der Trogwandungen herabsteigen. Sie sind sämtlich Bühlschuttkegel. Der untere Rand der Schuttkegelreihen besteht aus Kanten, zwischen denen die jüngere Talfurche mit Gschnitzterrassen und dem rezenten Bachlauf eingesenkt ist. Diese Kanten haben wellenförmigen Verlauf, heben sich zu den seitlichen Bacheinrissen, senken sich zu den Grenzpunkten benachbarter Schuttkegel. Der Mindestbetrag des Abfalles zur Gschnitzterrasse beträgt noch durchschnittlich 5 *m*. Die Gschnitzterrasse erreicht stellenweise einen Vertikalabstand von 1·5 bis 2 *m*. Die oberen Spitzen der Bühlschuttkegel reichen durchschnittlich bis zur Mitte der Trogwandungen empor. In die Einrisse des Trograndes münden von oben her seichte Seitengräben, die das Gehänge über dem Troge gliedern. Die erwähnten Schuttkegelstreifen haben eine gewisse Ähnlichkeit mit Moränenstufen und sind auf der geologischen Spezialkarte als solche ausgeschieden worden.

Die größten Bühlkegel kommen aus den beiden Gräben vom Prislop 2145 *m* herab. Der Ostrand des inneren berührt bereits das Bühlmoränengebiet des Smrečankatales. Die meisten dieser Schuttkegel sind von rezenten Rinnsalen durchfurcht, welche häufig Gschnitzterrassenreste führen. Der Einschnitt im Schuttkegel des Prislopbaches ist 3·5 *m* tief; hier liegen unter der Gschnitzterrasse noch Reste einer 2 bis 4 *dm* hohen Daunterrasse. Der Bühlkegel bricht 7 *m* über dem Hauptbache ab, wovon 1 *m* auf den Felssockel entfällt. Die weiten Graslehnen des Prislop-Südgehänges, in dem die Gehängerippen bereits Kanten aufweisen, jedoch ohne Felsansätze zu zeigen, sind

wenig gegliedert. Felsschroffen sind vorzugsweise nur an der Stelle der Unterschneidung des Hanges durch den Würmtrog vorhanden.

Wo die Talsohle nach Ostnordosten umbiegt, endet bei 1250 *m* die mächtige Mittelmoräne des Bühlgletschers. Dieser setzte sich aus zwei Ästen zusammen, die aus den geräumigen Karen unter Banikov und Plačlivo gespeist wurden. Die Zunge des zusammengesetzten Gletschers war noch 6·7 *km* lang.

Die breit gewölbte und mit Blöcken überstreute Mittelmoräne ruht im Süden auf Tonschiefer auf, in den der Bach eine erst 7 *m*, weiter östlich 15 *m* tiefe steilwandige Schlucht geschnitten hat. Im Süden des Baches fehlt eine Seitenmoräne. Wo sie stehen sollte, steigen graugestreifte, sonst mit Krummholz bedeckte Schuttkegel herab. Die Trogwand darüber ist stark zerrissen und hoch. Gegen diese Wand richtete sich der von Norden kommende Gletscher und übte eine Pressung aus.

Die Furche nördlich von der Mittelmoräne ist stellenweise 5 *m* tief, wird aber durch hereinwachsende Schuttkegel zusehends seichter. Über der Mittelmoräne erheben sich, namentlich im Norden, zirka 30 *m* über der Talsohle kleine Felsaustritte, in denen sich Überreste eines dem Würmtroge eingesenkten Bühltroges erkennen lassen. Auch dort, wo die Mittelmoräne an den Berghang tritt, zeigt sich der Bühltrog in kleinen Felsanrissen. Die genannten Spuren gehören dem unteren Stande des Bühlgletschers an. Der Bühltrog des oberen Standes des Bühlgletschers ist an der Stelle, wo der Bach vom Banikovkare ins Haupttal tritt, infolge günstiger Umstände besonders scharf ausgebildet und deutlich erhalten. Das Banikovdoppelkar verengert sich talabwärts trichterförmig und bildete an seiner Mündung zur Würmeiszeit offenbar eine Stufe. Letztere wurde in der folgenden Interstadialzeit zerschnitten und die Schlucht vom Bühlgletscher zu einem Troge erweitert. Der Trogrand zeichnet heute noch die Umrißlinie des Gletscherendes. Nach oben zu treten die Ränder auseinander und weichen in der Gegend der alten Firnfeldränder zurück. Nach unten zu laufen sie in geneigten Bögen zusammen und treffen sich beim Hauptbache. Die Tiefe dieses Troges beträgt nur 30 *m*, seine Breite am unteren Ende nicht viel mehr. Sein

rechter Rand wird überhöht von einer sanft geneigten Fläche, die nach oben in einen Steilrand übergeht, der dem äußeren Bühlrand entspricht. In doppelter Höhe darüber tauchen erst die Felsen des Würmtroges auf. Man könnte einwenden, daß es sich hier um eine erweiterte Stufe handle. Dem widerspricht die rasche Abnahme der Trogbreite nach unten, der U-förmige Querschnitt, die Einlagerung von Gschnitzschutt und Gschnitzterrassen, sowie der Umstand, daß der zusammengesetzte Bühlgletscher unmittelbar nach Lösung des Zusammenhanges einen längeren Halt machte. Letzteres beweisen die beiden Endmoränen, die westlich von der Talkote 1421 *m* gerade im Süden des Innenendes der Mittelmoräne liegen.

Aus dem schwächeren Auftreten der Trogspuren des äußeren Bühlstadiums kann man nicht auf eine kürzere Zeitdauer dieses äußeren Standes schließen, wenn dies auch zutreffen sollte. Der Unterschied im Auftreten der Trogspuren erklärt sich daraus, daß der Bühlgletscher sich im Würmtroge ausbreiten konnte, während er in der Seitenschlucht eingezwängt war.[1]

Das geräumige, von dunklen Granitwänden umfaßte Banikovkar wird durch eine, auf der Karte wenig hervortretende zum Teil begrünte Felsrippe in zwei Hälften geteilt, deren Sohlen von Gschnitzmoränen erfüllt sind. Wo die beiden Kare am unteren Ende der Felsrippe sich vereinigen, wird das westliche von einer Felsbarre abgeschlossen, deren Höhe von einer dreikuppigen, aus Granitblöcken zusammengesetzten Endmoräne gekrönt wird. Sie liegt in einer Höhe von zirka 1700 *m*.

Dahinter im Karboden liegen noch mehrere Moränenwälle 50 bis 100 *m* höher. Den Fuß der Gipfelwände umsäumt eine Reihe von Schutthalden, die dem Daunstadium entsprechen.

Das östliche Banikovkar wird auf seinem Grunde von einem trümmerreichen, vielkuppigen Wallgebiete eingenommen. Die rechte Seitenmoräne lehnt sich an die genannte Felsrippe und biegt dann zu einer kurzen, bei zirka 1650 *m* gelegenen

[1] Spuren eines Bühltroges konnten bereits in den Steiner Alpen (Geographischer Jahresbericht aus Österreich 1906, p. 71) nachgewiesen werden.

Endmoräne aus. Eine markante Felsstufe, wie vorhin, fehlt. Am Fuße der Felswände liegen Schneehaldenfußwälle und Schutthalden.

Am Hauptkamme bemerkt man an einer Stelle den Übergang des Graskammes in den Felskamm. Diesen Übergang stellt Fig. 4 dar. Man sieht, daß die Umwandlung der gerundeten Grasformen in die kantigen Felsformen von unten nach oben vor sich geht.

Der spornartige Felskamm, der das besprochene Kar vom Plačlivokar trennt, ist an seinem Südende begrünt. An seinen Abfall lehnt sich eine bordartige Stufe, welche den Sporn im Westen, Südwesten und Süden umzieht. Weder auf der von gewaltigen Trümmern bedeckten und von Schuttrinnen durch-



Fig. 4.

Übergang der Mittelgebirgsform in Hochgebirgsformen durch zunehmende Unterschneidung.

zogenen Oberfläche, noch in dem durch zwei abstehende Blockwälle gegliederten Abfall kommt anstehender Fels vor. Das ganze ist ein massiger Moränenkörper, der den Grenzkamm der beiden Zweige des Smrečankatales umspannt. Der oberste Wall endet etwa bei 1620 *m* und erhebt sich im Querprofil 150 *m* über den Bach. 50 *m* unter dem oberen Walle verläuft eine erste, 100 *m* tiefer, durch breite Furche abgetrennt, eine zweite Wallstufe.

Zu diesen Würmmoränen des Banikovkars stößt in spitzem Winkel und etwas tieferem Niveau die gleich alte rechte Seitenmoräne des Plačlivokares. In der Ecke zwischen beiden bleibt ein vertiefter Raum frei. Die Stelle erinnert an die Konfluenzmoräne des Hlubokovtales; dort liegt die Bildung nahe dem Ende, hier nahe den Wurzelpunkten des Gletschers. Der Querschnitt des Plačlivogletschers muß am Konfluenz-

punkte 160 *m* mächtig gewesen sein; die Gletscheroberfläche lag aber unter dem aus dem Banikovkare hervortretenden Gletscherbruche.

Dem Abfall der Würmmoräne sitzt eine schmale, freistehende Bühlmoräne auf (mit 1 *m* Furchentiefe); sie sinkt rasch zu Tal und bildet mit der eine Salasche tragenden Endmoräne am linken Ufer den inneren Rand des Bühlstadiums. Die Moränenteile liegen bei 1360 *m* und sind heute durch die felsige Bachschlucht getrennt.

Das durch einen Pfeiler geteilte Plačlivokar zeigt auf Felsstufen gleichfalls Gschnitzmoränen.

Am Westrand der Mündung des vom Velki vrh 2184 *m* herabziehenden Kars setzt sich eine kurze Würmseitenmoräne an, 160 bis 200 *m* über dem Haupttale und mindestens 50 *m* über der Karöffnung, damit die Mächtigkeit des kleinen Kargletschers anzeigend.

Das Nordkar des Velki vrh ist ein gutes Beispiel eines nicht völlig entwickelten Kars. Die Karöffnung ist seicht. Die Karwandungen nicht hoch, der Karboden stark geneigt; zwischen dem oberen Rande der Karwand und den Gipfelkämmen bleibt eine schwach muldenförmig gebogene, von Rinnen durchsetzte, fast dreieckige, zum Gipfel ansteigende Fläche übrig. Von diesen Flächen floß der Schnee in den Kargrund, um dort vorübergehend zur Ruhe zu gelangen und den Prozeß der Vereisung durchzumachen.

Der steile, heute von begrünten Schutthalden erfüllte Karboden zeigt in der Höhe von 1650 bis 1700 *m* eine Schwellung, die ich für die von oben her zugeschütteten Bühlmoränen des Kars halte. Ihre bedeutende Höhenlage hängt mit der geringen Ausdehnung des Kars zusammen. Die Schutthalden im Innern des Kars gehören der Gschnitzzeit an. In ihren Einrissen liegen schwach begrünte Reste des Daunschuttes.

Die Karwand hat fast hufeisenförmigen Grundriß und ist durchschnittlich mindestens 30 *m* hoch. Der Beginn der rechten Karwand, durch einzelne Felsabsätze gekennzeichnet, ist durch die begrünte und krummholzbewachsene Karschwelle von dem von unten herantretenden Trogrand des Haupttales, der hier leicht nach aufwärts zieht, getrennt. Dann verläuft die Ostseite

der Karwand südwärts, tritt aber, sich verschmälernd in den Kargrund und verschwindet. Über dieser Stelle liegt ein Grasband, über dem eine Fortsetzung der Karwand beginnt. Dieser Riß in der Kontinuität der Karwand liegt an dem Punkte, über dem der bisher nahezu horizontal verlaufende Kamm ziemlich steil zum Velki vrh aufsteigt; ferner an dem Punkte, wo die Nordexposition die bisherige Westexposition ablöst. Das Karband zieht dann im Bogen um den Kargrund und senkt sich in zwei Wellen zum Westende der Karschwelle herab.

Das Gipfeldreieck über dem Karrande ist zum Teil mit Schutt bedeckt. Die Rinnen besitzen scharfe Einrisse. Der Hang über der östlichen Karwand ist stärker durchfurcht, die Rippen



Fig. 5.

Velki vrh 2184 *m* als Typus eines Graskantengipfels.

laufen am Kamm in kleine Gratköpfe aus. Im übrigen erscheint der Velki vrh als ein Graskantengipfel mit berasten kantigen Kämmen und dazwischen ausgespannten, durch Furchen gegliederten Rasenflächen. Die rundlichen Formen der Mittelgebirgsform fehlen zu oberst ebenso wie die Felsgrate des Hochgebirgsgipfels. An solchen Graskantengipfeln sind die Liptauer Alpen reich (siehe Fig. 5).

Im Nordosten des besprochenen Kars findet sich ein zweites, kleineres, an dem ebenfalls die Bildung des Karwandstreifens vor der Zuschärfung des Hauptkammes zum Felskamm ersichtlich ist. Beide Kare sind wegen ihrer nahen Beziehungen zum Würmtrog als Schöpfungen der Würmeiszeit zu betrachten. Die darüber folgenden Gipfelhöhen sind gewiß

umgewandelte Reste einer älteren Abdachungsfläche. Es wäre aber verfehlt, sie als Überreste der präglazialen Gebirgsoberfläche bezeichnen zu wollen. Sie erscheinen vielmehr als gewissermaßen organische Ergänzungen der (in diesem Falle nicht völlig vollendeten) Karbildung.[1] Die Ausbildung der Kämme ist unmittelbar vor ihrer Umwandlung zu Felskämmen zum Stillstand gekommen. Und dies wohl nicht infolge der Kürze der Zeit, sondern wegen der geringen Höhenlage, die den Prozeß der Schaffung der Hochgebirgsformen verlangsamt hat.

Das rechte Talgehänge des Smrečankatales zeigt einen über den Würmtrog verlaufenden Talboden, der seinerseits wieder von einem verwitterten Trogrand begleitet wird. Man hat es hier höchstwahrscheinlich mit einem Rißtroge zu tun, dessen Mittellinie rund 0·3 *km* weiter im Westen lag als der Würmtrog. Über dem Rißtrogrande wäre die Sohle des Günztroges anzusetzen; talauswärts werden die Trogspuren undeutlich. An der Mündung des Smrečankatales zeigen die Kämme beiderseits zwei Vorsprünge. Der obere am rechten Ufer ist schwächer ausgeprägt. Der tiefere Vorsprung liegt 150 *m* über der heutigen Talsohle. Der Betrag von 150 *m* ist der Minimalbetrag für die Summe der übereinander liegenden Tröge des ganzen Eiszeitalters an der Mündung des Smrečankatales. Betrachtet man die Altmoräne an der Mündung dieses Tales für die Rißmoräne, so wäre das Glazialtal des Smrečankagebietes — worunter ich die Summe der glazial bearbeiteten Gehänge der übereinander liegenden Tröge verstehe — noch tiefer.

Es lagen die Sohlen der verschieden alten Eisströme eines Tales sowohl im Einzugsgebiet wie im Endgebiet einander näher als im mittleren Gebiete, wo die Erosion am stärksten

[1] Wie diese »organischen Ergänzungen« der Karbildung an Hochgebirgsgipfeln aussehen, hatte ich Gelegenheit im Tonalit der Adamellogruppe zu sehen. An der Payerspitze, noch deutlicher am Menicigolo südöstlich des Mandronhauses erhebt sich sehr scharf abgesetzt vom Karboden die fast oder ganz senkrechte Karwand. Darüber folgt die weniger steile Felswand des Gipfels, welche, von zahlreichen parallelen Rinnen durchschnitten, in scharfe Felsrippen aufgelöst ist. Die echte Hochgebirgsform hat also das oben geschilderte nur um einige Grade schärfer ausgebildet.

war. Inbezug auf die Änderung der Vertikalabstände würde das Längsprofil eines Glazialtales eine Ähnlichkeit mit dem Längsprofil eines heutigen Gletschers haben.

Das Ternovectal. Knapp im Süden der Mündung des Ternovecgrabens liegt am linken Ufer des Ternovecbaches ein aus mehreren Blockwällen zusammengesetztes Gebiet, das sich an den sanften Abfall der älteren Decke anlehnt. Die Wälle bestehen aus Gneis, Glimmerschiefer und Tonschieferstücken und Geschieben, setzen nahe dem Gebirgsfuß ein und krümmen sich dem Bachufer zu. Der innere Wall erhebt sich 8 *m* über ein als Teilfeld der Niederterrasse zu deutendes Terrassenstück; der äußere, durch eine Furche vom ersteren getrennt, 7 *m* über den ersten. Die Zusammensetzung der Wälle ist kompakt; von den Südenden der Wälle, deren Grenzfurche hier noch 3·5 *m* tief ist, entspringt die fast 4 *m* hohe Niederterrasse.

Am rechten Ufer folgen drei stark gekrümmte Wälle aufeinander; sie haben dieselbe Zusammensetzung wie die am linken Ufer. Der erste hat 8·5 *m* Höhe; seine Kammlinie senkt sich zum Gebirgsfuß. Die freistehenden Wälle sind berast, bewaldet, stellenweise mit kleinen Teilfeldern versehen. Den Wällen ist ein von alten Bachfurchen durchschnittenes Blockgewirr vorgelagert.

Die Mündung des Ternovectales hat Trogform. Der Trog ist scharf eingeschnitten in die gleichmäßige Abdachung des Gebirgsfußes. Das Hintergehänge erhebt sich im Velki vrh auf 2184 *m*. Die Grasflächen dieses Graskantengipfels zeigen keine Karspuren.

Demnach floß zur Würmeiszeit ein flachgehender, schmaler Eisstrom durch das Ternovectal. Sein Ende lag bei 860 *m*. Es überschritt den Gebirgsfuß um ein weniges. Die Schneegrenze verlief in 1500 *m* Höhe.

Das Račkovatal. Auch vor der Mündung des Račkovatales liegt in 860 *m* ein Endmoränengebiet, das des zusammengesetzten Račkovagletschers. Es ist auf das rechte Ufer des Račkova beschränkt und umfaßt eine Altmoräne und eine Reihe von Würmendmoränen. Letztere setzen eine Schneegrenze von 1460 *m* Höhe voraus.

Der Steig am Bachrand überquert 14 deutliche Wälle, die sämtlich durch stellenweise zu kleinen Niederterrassenteilfeldern erweiterte Flächen voneinander getrennt sind und aus zugerundeten Granit- und Gneisblöcken bestehen. Die Wälle verlaufen quer zum häufig versumpften Abfall der älteren Decke, dem sich nur einzelne zukrümmen und anschließen. Besonders die beiden inneren, mit Wiesen und Fichtengruppen bedeckten 3·5 *m* hohen Wälle mit sanftem Außenabfall, bringen die Endmoränenform am reinsten zum Ausdruck. Am Bachrande sind die Wälle dreieckig durchschnitten und durch Ränder der Niederterrasse, die aus ihnen hervorgeht, miteinander verbunden. Das Moränengebiet fällt 10 *m* hoch gegen die Bühlterrasse ab; hiervon kommen 5 *m* auf das liegende Eozän.

Dem Abfall des Wallgebietes ist am Bache die 1 *m* hohe Bühlterrasse vorgelagert, dem nahe dem Gebirgsfuß ein Mineralwasser entquillt. Die nahe der Niederterrasse in die Bühlterrasse eingesenkte Grube mißt in Durchmesser und Tiefe kaum $^1/_2$ *m* und ist mit rostbraunen Flocken ausgekleidet. Von zwei Stellen des Grundes stiegen Ketten von Gasblasen zur Oberfläche der Quelle. Das Wasser ist kalt und eisenhaltig. Fern von der Bahn gelegen, sind Hirten und Mäher der Umgebung, einzelne Bewohner von Pribilina und ab und zu ein Wanderer ihre Konsumenten. Das Wasser fließt nach Westen ab und mengt sich bald mit einer Seitenader der Račkova.

Der Niederterrassenstreif über dem Quell »Račkova« hat 3·5 *m* Höhe und steigt rasch an. Das Moränengebiet wird im Nordwesten durch den vom Klinovato 1561 *m* kommenden Bach begrenzt. Der Runse sind die drei Stadialschuttkegel eingelagert. Der höchste wird 3·5 *m* von der Niederterrasse überragt.

Über der Würmmoräne steigt der 19 *m* hohe Abfall eines hier nur 30 bis 40 *m* breiten Streifens der Hochterrasse an. Darüber erhebt sich der Abfall der jüngeren Decke noch 15 *m* hoch. Die Ansatzstelle der jüngeren Decke am Gebirgsfuß ist, wie bereits erwähnt, eine etwa 30 Schritt breite, ebene, zum Teil gegen den Gebirgsfuß etwas geneigte Fläche. Über derselben erhebt sich 5 *m* hoch der Abfall eines Gehängestreifens, der dem Gebirgsfuß anliegt.

Die Oberfläche des Gehängestreifens schwillt gegen den Klinovatobach zu einem immer deutlicher hervortretenden Walle an, dessen 60 *m* breite Oberfläche 14 *m* hoch über dem Gehängestreif liegt. Der Wall beginnt am felsigen Bergsporn und ist auf gerundeten Blöcken aufgebaut. Nordwärts fällt er steil zum Klinovatobach ab, auf dessen Uferfelsen er aufreiht, den er nach Osten ablenkt und der ihn vom Berggehänge trennt. Man hat es hier mit einer wohlerhaltenen Altmoräne der Günzeiszeit zu tun. Der Wall liegt etwas westlich der Talmündung und ein wenig über der Felskerbe des rechten Profils der Račkovamündung. Die Ansatzstelle des Walles liegt volle 100 *m* über der Račkovabrücke.

Der felsige Klinovatograben ist im Norden der Moräne 15 bis 20 *m* tief eingeschnitten; in ihm liegt eine Niederterrasse von 5 *m* Höhe.

Von Bedeutung für die Auffassung von der Ineinanderlagerung der eiszeitlichen Tröge ist das Mündungsgebiet des Račkovatales. Die Felskerbe, von der früher die Rede war, ist in den Bergsporn, der vom Klinovato 1561 *m* zur Račkovabrücke zieht, eingeschnitten. Der Südabfall dieses Bergspornes ist bis zur Felskerbe hinauf mit Moräne bedeckt. Diese Grundmoräne ist älter als die Würmmoräne, denn sie liegt außerhalb des Würmtroges, der der Ostseite des Bergspornes scharf gerandet eingeschnitten ist und hier, nahe den Endmoränen, nur 30 *m* tief ist. Die genannte Grundmoräne gehört mindestens einer der mittleren Eiszeiten, in ihrem oberen Teile der Günzmoräne an. Danach ergibt sich eine kleine Abweichung des Zungenverlaufes zwischen Günz- und Würmeiszeit von Westen nach Osten. Die Altmoräne und ihre Grundmoräne liegt in der Fortsetzung der südwestlichen Talrichtung, wie sie noch 350 *m* nördlich der Račkovabrücke vorkommt. An diesem Punkte biegt die rezente Račkova heute nach Süden um; hier bog auch der Würmgletscher nach Süden ab. Daher fällt die Anlage dieser kleinen Ablenkung mindestens in die Riß-Würminterglazialzeit. Da die Hochterrassenreste gleichfalls nach Süden verlaufen, ist die Zeit der Ablenkung vielleicht in die Mindel-Rißinterglazialzeit zu verlegen. Daraus erklärt sich auch, daß der jüngere Deckenschotter wie auch der ältere Deckenschotter sich ab-

weichend von der heutigen Talrichtung, aber in Fortsetzung des südwestlich gerichteten Račkovatales, auf längere Strecke nach Südwesten senken.

Die Ursache für die ursprüngliche Talrichtung mag, wie schon angedeutet, im Vorhandensein einer nunmehr beseitigten Eozäninsel zwischen Vavriso und Pribilina gelegen haben. Als Ursache für die Änderung der Talrichtung kann neben der allmählichen Beseitigung des Hindernisses eine kleine posthume Senkung an der Mündung des Račkovatales angenommen werden. Die Bruchlinie, die die Liptauer Alpen im Süden abschneidet, dürfte schon früher hier etwas tiefer gelegen haben als sonst, d. h. die Schollen des versunkenen Gebirges lagen hier unter dem Eozän schon vor dem Eiszeitalter etwas tiefer als sonst am Gebirgsfuße. Dafür spricht, daß das Račkovatal das umfassendste Einzugsgebiet hat und aus zwei ziemlich regelmäßig gebauten Tälern, die zum Gebirgsfuß konvergieren, sich zusammensetzt. Ferner senkte sich — im Gegensatz zu dem heute durch die diluvialen Aufschüttungen geänderten Gefälle — der Gebirgsfuß von der Mündung des Ternovectales etwas zur Mündung des Račkovatales. Dies geht aus der Laufrichtung sämtlicher in den Gebirgsabfall des Baranec 1949 *m* und Klinovato 1561 *m* eingeschnittenen Bäche hervor. Diese verlaufen erst in der Fallrichtung des Gehänges, schwenken dann aber in ihrem unteren Teile nach Südost ab, wobei die Richtungsänderung um so schwächer ist, je östlicher der Bach liegt. Der Konskibach und sein östlicher Nachbar wenden sich beim Überschreiten des Gebirgsfußes wieder gegen Südwesten, dem durch die diluvialen Aufschüttungen vorgezeichneten Gefälle folgend. Die Tendenz zur Račkova zeigt auch der Lehotnikbach östlich der Račkova.

Daß an diesem bemerkenswerten Punkte der Bruchlinie eine posthume Regung nach der Mindeleiszeit stattgefunden hat, dafür spricht die Ablenkung des Würmgletschers und vielleicht die kleine rückläufige Strecke an der Ansatzstelle der jüngeren Decke.

Die oben genannte, 60 *m* über der Račkovabrücke gelegene Felskerbe ist das Ende einer Hohlkehle, welche taleinwärts ansteigt. Am Ende dieser Hohlkehle liegt Grundmoräne mit

Granitblöcken von $^1/_2$ bis 1 *m* Durchmesser in einer Mächtigkeit von 8 *m* auf Fels, der weiter abwärts nur mit Verwitterungsschutt bedeckt ist. Über der Hohlkehle erscheint am steileren, berasten Hang eine Reihe von Felsaustritten, die sich parallel mit der Hohlkehle senken. Dieser verwitterte Trogrand, die mäßig geneigte Trogwandung, der Rest der mit Grundmoräne bedeckten Trogsohle samt der durch den Klinovatobach abgetrennten Altmoräne stammen aus der Günzeiszeit. Unter der Hohlkehle des Günztroges folgt eine Reihe von weniger verwitterten Felsaustritten. Sie bilden den oberen Rand einer zweiten Hohlkehle, die zur Rißeiszeit gebildet wurde. Unterhalb des Rißtroges setzt der scharfe Rand des Würmtroges ein. Jeder der drei übereinander liegenden Tröge hat eine durchschnittliche Tiefe von nur 30 *m*. Eine größere Felsrippe zeigt in markanten Felsköpfen die Stufen der drei Tröge. Im Querprofil zeigt die Trogwandung ein Gefälle für den Günztrog von 22°, den Rißtrog von 30°, den Würmtrog von 40°.[1]

Die Summe der Trogtiefen des Račkovatales ist mit 90 *m* geringer als im Smrečankatal, da die Račkovatröge nur während des äußersten Standes des zusammengesetzten Gletschers gebildet wurden.

Am linken Talgehänge unter der Kote 1491 *m* bemerkt man dieselben Trogspuren. Der Günztrog verläuft innerhalb des Bergsporns, der sich südwestlich zur Račkovabrücke senkt. Der Bergsporn besitzt in 1040 bis 1080 *m* eine breite Stufe, den Rest eines über den diluvialen Trögen gelegenen Talbodens, der auch weiterhin am Gehänge unter Kuppe 1491 *m* kenntlich ist, mit rund 150 *m* über der Račkovabrücke einen

[1] H. Heß hat den Gedanken der Ineinanderlagerung der eiszeitlichen Tröge zuerst veröffentlicht (H. Heß: Der Taltrog. Petermann's Mitt. 1903, XI). Er hat diesen Gedanken aus der Betrachtung alpiner Gehängeprofile morphologisch gefolgert und in seinem Werke: Die Gletscher (p. 363 bis 375) nebst Figuren auch unter Vorlage von Photographien weiter ausgeführt und in der Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. I, p. 242 und 243, den bisherigen Ansichten gegenübergestellt. Denselben Gedanken habe ich unabhängig von Heß noch auf der Hochschule bei Betrachtung von alpinen Photographien gefaßt, aber in den Steiner Alpen keine deutlichen Spuren älterer Tröge gefunden und daher darüber nichts publiziert. Die obigen Beobachtungen beweisen geologisch, daß die eiszeitlichen Tröge ebenso ineinander geschaltet sind wie die fluvioglazialen Schotter.

Punkt der präglazialen Gebirgsoberfläche darstellt und für diese Stelle angenähert die Höhenlage des Eozäns am Gebirgsfuß vor Einbruch der Eiszeit angibt.

Das Talstück Račkovabrücke—Obečna luka führt Stadialterrassen. Bühl- und Gschnitzterrassen bedecken den Boden des Würmtroges. An der Račkovabrücke verläuft am linken Ufer eine 4·5 *m* hohe Terrasse, die wegen der 10 *cm* mächtigen (dunkelbraun gefärbten und bis oben mit Geröllen durchsetzten) Verwitterungsschichte der Bühlterrasse zuzurechnen ist. Taleinwärts ist die Bühlterrasse (mit Alphütte) 1·7 *m* hoch. Der deutlich geänderte Würmtrog, der bis zur Obečna luka nicht wesentlich an Tiefe zunimmt, ist an der konkaven Talseite mit Moräne bedeckt. Eine an hervortretenden Granitblöcken und in Einrissen kenntliche Moränendecke trägt auch der Rißtrog. Die von der Kuppe 1491 *m* nach Westsüdwest herabziehende Furche durchsetzt die drei Trogränder in verschieden tiefen Einschnitten. Der Einschnitt in der Kante des Würmtroges ist etwa 3·5 *m*, in der Kante des Rißtroges etwa 7 *m*, in der Kante des Günztroges 25 bis 30 *m* tief. In letzterem Falle ist der Einschnitt von kleinen Felsaustritten umstellt und von ansehnlicher Breite. Diese Erscheinung stimmt mit dem verschiedenen Bildungsalter der Kanten und zugehörigen Lehnen überein. Die nördliche Nachbarfurche zeigt kleinere Einschnitte und zu oberst eine von Felsnarben umstandene Vertiefung.

Die ganze Moränendecke der konkaven Talseite umzieht in Form zweier aus Granitblöcken von $^1/_2$ bis $^3/_4$ *m* Durchmesser bestehender Gehängeschwellungen den Bergsporn östlich von der Konfluenzbrücke und tritt damit in das eigentliche Račkovatal ein.

Im Mala belatal sind bis zum Beginn der Karverzweigung der Verlauf der Tröge, die Schuttkegelbildungen und einige Moränenspuren bemerkenswert.

Der Konfluenzsporn mit der Alphütte Obečna luka besteht aus vier hintereinander folgenden Endmoränenwällen des Mala belatales, die von einer 1 *m* hohen Gschnitz- und einer 1·7 *m* hohen Bühlterrasse umrändert sind. Die drei äußeren Wälle, von denen der äußerste 7 *m* mißt, sind nieder; der innerste, gleich den übrigen sanft gebogen, ist aus groben Blöcken zu-

sammengesetzt (die zum Teil an das Format rezenter Gletschertische erinnern), ist der größte und steigt am Hang 30 *m* hoch an. (Auch am rechten Hang tritt eine Schuttwelle hervor.) Schmale Niederterrassenstreifen verbinden die Wälle. Ein weiterer Rest der Niederterrasse liegt außerhalb der Wälle.

Dieses Moränengebiet, das bei 960 *m* endet, zeigt den inneren Rand des Würmgletschers an, der knapp ober der Auflösungsstelle des zusammengesetzten Gletschers anzusetzen ist. Die Distanz zwischen dem inneren und äußeren Würmgletscherstande beträgt im Račkovatale 2·2 *km*, im Smrečankatale 0·95 *km* — ein Unterschied, der mit dem verschiedenen Baue der beiden Gletschergebiete zusammenhängt.

Über den Endmoränen bezeichnet eine Reihe von kleinen Felsaustritten den Würmtrog. Die Trogtiefe ist gewachsen; der Rand des Rißtroges, der auch auf der rechten Talseite durch einen Felskopf markiert ist, überhöht um über 100 *m* das Tal. Seine Lehne ist mit kantigem Schutt bedeckt, in dem Marmorblöcke vorkommen. Aus kantigem Schutt besteht auch die Leiste südöstlich der Talkote 1015; der Rand der Leiste liegt 12 bis 17 *m* über Wasser. Dieses von Prof. Uhlig als Moräne ausgeschiedene Gebilde ist, wie der oben bezeichnete Schutt eine Obermoräne, deren Trümmer sich von den Wänden des Magura nižna ablösten.

Die beiden östlich der Kuppe Baranec 1949 *m* gelegenen Kare sind von Felswandstreifen durchzogen, verengern sich talabwärts stark und fallen in zwei Stufen, von denen die höhere dem Rißtroge, die tiefere, wahrscheinlich eine Verbauungsstufe, dem Würmtroge angehört, zum Tale ab.

Die Gräben der rechten Talseite senden verschieden alte Schuttkegel in den Talgrund. Aus dem 250 *m* südlich der Talkote 1015 *m* gelegenen Doppelgraben steigt ein Würmschuttkegel aus der Zeit des inneren Gletscherstandes herab, quert den Würmtrogrand und enthält einen Bühl- und einen Gschnitzkegel. Am linken Talgehänge durchsetzen Würmschutthalden den deutlicher werdenden Rißtrogrand.

Der Talboden, der 600 *m* nördlich der Talkote 1015 *m* von der Magura nižna herabkommt, führt einen breiten Bühlkegel, der im Gegensatz zum genannten Würmkegel nahe an den

Bach heranreicht. Die Spitze des Bühlkegels liegt unter einer Klamm, die zirka 7 *m* tief in den Rand des hier 100 *m* tiefen Würmtroges eingeschnitten ist. Dem Rande sitzt ein großer Granitblock auf.

Aus den Grabenmündungen treten Stadialkegel hervor (Fig. 6); einzelne Grabenmündungen haben Verbauungsstufen, die der Würmzeit (innerer Stand) oder Bühlzeit angehören. In dem Graben westlich der Magura nižna liegt die Spitze des Bühlschuttkegels unter der Mitte der Stufenmündung, die den Würmtrog durchschneidet.

Die rechten und linken Talgehänge zeigen unter dem Ostredok drei Tröge. Der Würmtrog hat eine Tiefe von

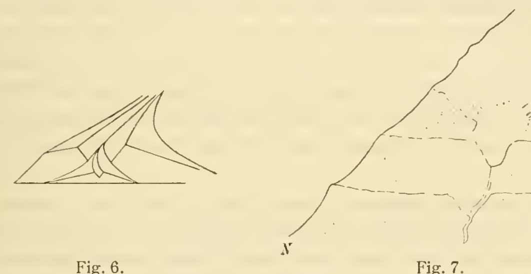


Fig. 6.
Bühlschuttkegel mit eingelagertem Gschnitzschuttkegel (im Mala belatale).

Fig. 7.
Die Trogränder von einem Seitengraben durchschnitten (Mala belatal).
w = Würm-, *r* = Riß-, *g* = Günztrog.

über 100 *m*; die Gesamttiefe der Tröge beläuft sich auf rund 320 *m*. Der Graben, der vom Ostredok herabläuft, durchsetzt die drei Tröge in drei Stufenmündungen, von denen die Stufenmündung des Rißtroges der Sohle dieses Troges genähert ist, die Stufenmündung des Günztroges bereits fast unkenntlich geworden ist. Diese Situation ist auf Fig. 14 dargestellt.

Gegenüber dem Ostredok liegt am rechten Ufer bei 140 *m* das Ende der Bühlmoränen. Ihr bis 30 *m* breiter Blockrücken steigt rasch an, läßt zum Gehänge eine Furche von 5 *m* Tiefe frei, in welcher ein fast ganz mit Schilf zugewachsener, zum Teil mit vermoderten Baumstämmen erfüllter Tümpel von 30 *m* Länge und 15 *m* Breite Platz findet. Talaufwärts verbreitert sich die Moräne zu einer Gehängestufe.

Ein merkwürdiges Flächenstück liegt an der Mündung des vom Ostredok nach Westsüdwest herabziehenden Grabens. Dieser Graben, der sich aus einer von Felspartien durchsetzten und dem Gipfelblock des Ostredok 2049 *m* bekrönten Kammes entwickelt, durchsetzt mit breitem Profil den Rißtrogrand, bildet eine Stufe und läuft in einer ziemlich glatten, berasten, zungenförmig gegen das Tal vorspringenden Fläche aus. Diese Mündungsfläche ist die Sohle einer kleinen trogartigen Einsenkung, die den Würmtrogrand unterbricht. Unter der kantig begrenzten Fläche fällt der Seitenbach über die restliche Würmtrogwand zu Tal. Unter dem Südrand der Fläche setzt Moräne ein, an der Leeseite des Vorsprunges abgesetzt. Hier stieß ein steiler Gehängegletscher vom Ostredock ins Haupttal. Da die genannte Fläche nicht talauswärts umbiegt, dürfte der Seitengletscher auch nicht weiter gereicht haben. Seine Mächtigkeit beläuft sich auf zirka 50 *m*. Das Fehlen des Bühlkegels an diesem wie am nächsten Graben im Norden zeigt, daß die Grabenmündungen im Gebiete des Bühlgletschers liegen.

Der nächste Graben am linken Ufer mit größerem Einzugsgebiete hat eine deutliche Stufenmündung mit Wasserfall. An den oberen Rand der Schlucht schließt talwärts eine Fläche an, die aus dem Graben herauskommt, umbiegt, dem Haupttalgehänge entlang läuft und bald endet. Man hat hier das Ende der Bahn eines Seitengletschers vor sich, der den Hauptgletscher nur eine kurze Strecke begleitete. Diese Mündungsfläche drückt den Trogrand des Haupttales etwas herab.

Verallgemeinert man diese Beobachtungen, so muß den Seitengletschern eine Bearbeitung der Trogränder des Hauptgletschers zugeschrieben werden, und zwar in dem Sinne, daß der Trogrand des Hauptgletschers herabgedrückt wird, der Trogrand des gleich alten Seitengletschers für sich am Hang gebildet wird und den Trogrand des Hauptgletschers überhöht. Auf diese Weise mußten Tröge mit gestuften Wandungen entstehen, wobei die ganze Bildung als das Werk eines zusammengesetzten Gletschers zu betrachten wäre. Solche Tröge mit gestuften Wandungen einer Eiszeit wären wohl zu unterscheiden von den oben nachgewiesenen ineinander geschalteten

Trögen der einzelnen Eiszeiten. Diese sind durch die Kontinuität des Trograndes ausgezeichnet. Jene sind durch Unterbrechung der Kontinuität gekennzeichnet, durch Fortsetzung des Seitentalbodens der Lehne des Haupttales, durch das Ende dieses Talbodens an der Stelle, wo der durch Pressung des Hauptgletschers verlängerte Seitengletscher sein natürliches Ende fand. In Gebirgen, wo der Unterschied zwischen Haupt- und Seitengletscher gering ist und letztere überhaupt schwach sind, wird der einfache Trog der Hauptform bleiben. Die erwähnten Flächenstücke, an die diese Betrachtung anknüpft, sind in den Liptauer Alpen auch vereinzelte Vorkommnisse. Andere Beobachtungen, welche diese Anschauung bestätigen, habe ich in den Ostalpen gemacht. Ich hoffe die Richtigkeit dieser Anschauung an einem konkreten Beispiel erweisen zu können.

Diese Beobachtungen werfen ein neues Licht auf die Deutung der Talbodenreste. Es lassen sich neben präglazialen Talböden (Penck und Brückner) und den Trogresten älterer Eiszeiten, noch Tröge mit gestufter Wandung, d. h. mit den Bahnen der Seitengletscher unterscheiden. Danach erscheint das Problem der älteren Talböden weit komplizierter, als man bisher annimmt. Eine Betrachtung aller Einzelheiten wird auch hier sichere Orientierung schaffen.

Die von Prof. Uhlig ausgeschiedene Moränenbildung ist eine zur Seite gerückte Mittelmoräne. Das östliche Gehänge zeigt die drei übereinander gelegenen Tröge. Der Würmtrog zeigt zu unterst einen kleinen Anschnitt, der dem Bühltrog zugehören dürfte. Über dem dritten obersten Troge ist der Rest eines geräumigen Talbodens erhalten. Dieses Gehängeprofil ist in Fig. 8 wiedergegeben.

Im Umkreise der Alphütte, 0·9 *km* nördlich der Talkote 1211 *m*, vereinigen sich die aus dem Schlußgraben des Tales hervortretenden Gschnitzkegel.

Bemerkenswerte Details bietet das zwischen Kote 1797 *m*, Plačlivo 2126 *m* und Rohač 2072 *m* ausgespannte Plačlivoostkar. Der vom Plačlivo nach Süden abgehende Kamm läßt einen kurzen Kammast nach Osten ausstrahlen, dessen Endkuppe Kote 1797 *m* von der Kammwurzel abgesattelt ist und in ihrer

Form den alpinen Torsäulen [1] entspricht. In der Absattlung selbst liegen, dem alten Kammverlauf folgend, zwei Mittelmoränen übereinander. Sie gehören nicht der Gschnitz-, sondern der Bühlzeit an. Da sie im obersten Firngebiete liegen, Firnmulden begrenzen, deren Verschmelzung andeuten, vertreten sie eine zu Falle gebrachte Karscheide und dürften zum Teil aus dem Prozesse der Karabwitterung hergeleitet werden. Zweifellos ist die Stelle, wo die Moränen liegen, ein jüngerer Kammpunkt als der Kopf 1797 *m*. Daraus ergibt sich zunächst, daß kammaufwärts jüngere Flächenstücke vorkommen können als kammabwärts. Aus den Moränen gehen bergwärts kleine Kammansätze hervor, an welche die Kammwurzel anschließt.

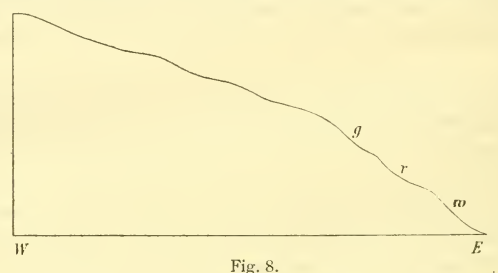


Fig. 8.
Gehängeprofil im Mala belatal, östlich vom Smerck 2089 *m*.

Die Absattlung der Torsäule erfolgte demnach genau an jener Stelle, wo die benachbarten Firnmulden sich einander am meisten näherten, das ist aber dort, wo die Fußlinien der benachbarten Flächen von Drei- oder Vierkantern [2] fast oder ganz zusammentreffen.

Nördlich unter dem Felskopf 1797 *m* ziehen in einer Höhe von 1600 bis 1650 *m* krummholzbewachsene Wälle am Gehänge; es sind Schneehaldenfußwälle der Gschnitzzeit, denen eine Höhe der Schneegrenze von 1800 *m* entspricht.

Über diesen Schuttwällen liegen die Schutthalden des Daunstadiums. Parallel zu den Schuttwällen verläuft etwas

[1] Lucerna, Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geograph. Jahresbericht aus Österreich, IV. (1906), p. 70.

[2] Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Ergh. Nr. 132, p. 62.

tiefer eine Seitenmoräne, die in die großen Blockwälle des Gschnitzstadiums übergeht. Letztere reichen bis nahe an den Karausgang und erfüllen die Höhenstufe 1400 bis 1500 *m*. Während die Gipfelabdachung des Plačlivo von Rasenhängen und vereinzelten Felsflächen eingenommen wird, hat der Rohač einen festungsartigen Aufbau. Seine finsteren, von Runsen durchschnittenen, von Rasenbändern durchsetzten Granitwände gehen nach unten in rezente Schutthalden über, die zu unterst die riesenhaften Granittrümmer der Schneehaldenfußwelle der Daunzeit abschließen.

Das Uplesikar, dessen Sohle durch eine Felsschwelle getrennte Seen geziert wird, wird im Süden von einem wenig felsigen Rasenhang begrenzt. Der Querschnitt des Kammes ist gewölbt.

Eine mit Geröll überstreute Rasenfläche erhebt sich spitz gegen den Rohačturm, dessen felsiger Nordnordostgrat kurz vor dem Graskamm des Sattels zwischen Rohač und Volovec endet. Dieser Grashang erhebt sich, durch eine parallel zum Kamm verlaufende Furche geteilt, zum Gipfel des Volovec, dessen Südhang entgegen der Darstellung auf der Originalaufnahme eine ausgedehnte Rasenfläche mit wenigen Felsaustritten ist. Vom Südhang des Volovec gesehen, verändert der gespaltene Gipfel des Rohač seine Gestalt, indem er der Reihe nach den charakteristischen Formenumriß der Gipfel: Uschba, Matterhorn, Zimba, Tribulaun nachahmt. Der Rohačgipfel vertritt in den Liptauer Alpen den Hochgebirgstypus am deutlichsten, während der Volovec, obgleich fast gleich hoch, ein echter Graskantengipfel ist.

Die Sohle des Uplesikars ist von vielkuppigen Moränen erfüllt, zwischen denen nur wenige Rundhöcker sichtbar sind. Zwei Wälle, die sich aus dem Blockgewirr loslösen, begleiten das Gehänge, schließen sich zu Endmoränen zusammen, die ein kleines Zungenbecken des inneren Randes des Gschnitzgletschers umspannen. Dieses wird von einer mit nur wenigen rezenten Blöcken bedeckten Rasenfläche eingenommen. An dieser Stelle lag vor der Daunzeit ein See. Die Höhe der Endmoräne beträgt 1640 *m*. Talauswärts folgt ein zweiter Wall mit einer Firsthöhe von 1580 *m*.

Wenden wir uns dem eigentlichen Račkovatale zu, dessen Mündung an der Obečna luka gelegen ist. Durch das Tal zieht ein Streifen Niederterrasse, der große, gut gerollte Granitblöcke aufweist, dann Grundmoränenmaterial enthält und als Moräne endet (bei 1000 *m*). Die Moräne besteht aus einer Blockmasse rechts und einer kurzen Mittelmoräne, die nach Norden 3·5 *m*, nach Süden 7 *m* hoch zum Bache abfällt. Diese Moränen sind 0·5 *km* von der Konfluenzbrücke entfernt und markieren den inneren Stand des Würmgletschers. Sie haben dasselbe Alter wie die Moräne der Obečna luka.

Am linken Talgehänge liegt auf einer Felsstufe Grundmoräne, überlagert von einem Schuttkegel. Die Granitblöcke, die auch über den Rißtrog verstreut sind, zeigen die Fortsetzung der Grundmoränendecke an, die am Gehängepfeiler gegenüber der Obečna luka umbiegt. Einige parallele Längslinien der Decke zeigen verwaschene ältere Moränenstreifen an.

In dem Talstück bis zur Wegbrücke folgt zuerst ein Niederterrassenteilfeld, dann eine Blockstufe aus Grundmoränenmaterial, die den Anfang eines bereits von Prof. Uhlig kartierten weitläufigen Moränenstreifens bildet. Dem Innenabfall der Blockstufe ist eine ansehnliche entwickelte Bühlterrasse mit Resten der übrigen Stadialterrassen angelagert. Im Abfall der kompakten Moräne sind Spuren von Schrammung auf Granitblöcken kenntlich. Es ist das einzige Vorkommnis dieser Art, dem ich in den Liptauer Alpen begegnet bin. Die Blockstufe, die am Südende 14 *m*, an der Brücke 17 *m* hoch ist, wird vom Berghang durch eine im Norden von Schutthalden verdeckte Furche abgegliedert. Von der Seitenmoräne liegen zuerst zwei je 4 *m* hohe Querwälle, dann bei der ersten Alphütte ein hackenförmiger Endmoränenwall von 7 *m* Höhe und bei der zweiten Alphütte ein niedrigerer Wall zur Talmitte um. Zwischen den Moränen liegen Niederterrassenteilfelder.

Auch auf der linken Talseite liegt eine Seitenmoräne, zu der sich aus einem Seitengraben ein Niederterrassenkegel herabsenkt. Wo der Wald endet, verläuft die Moräne als leichte Schwellung am Hang.

An der Brücke steigt ein Bühlschuttkegel aus dem südlichen Graben der Kuppe 1764 *m* durch die Würmmoräne ins

Tal herab. Nördlich davon senkt sich ein Ast der linken Würmseitenmoräne ins Tal, auf der Innenseite von der Bühlterrasse begrenzt. Diese bewaldete Seitenmoräne ist eine der größten des Gebietes. Vom Berghang wird sie durch eine, von einem Pfade benutzte und stellenweise erweiterte Furche abgegliedert. An der Stelle, wo der Graben von Kuppe 1764 *m* sie durchschneidet, liegt ihr First 110 *m* über Tal. Die Grabenmündung erfüllt ein großer Bühlkegel, der auf die vorhin erwähnte Bühlterrasse ausläuft. Seine Oberfläche ist jedoch so unregelmäßig, daß hier ein verschütteter Bühl- und Moränenstock liegen dürfte. Für diese Annahme spricht, daß taleinwärts vom Bühlkegel ein breiter Trog (der nicht von Würmmoränen verengt ist) beginnt, dessen Grund nur mehr die Gschnitzterrassen einnehmen. Ferner ist westlich der Kote 1239 *m* der rechte Flügel der Bühlmoränen als Seitenmoräne mit Querwall erhalten. An die Außenseite der 10 *m* hohen Blockwälle legt sich ein seitlicher Schuttkegel (Höhe zirka 1250 *m*).

Weiter im Norden folgt am Talhang eine Reihe regelmäßig ausgebildeter Gschnitzkegel.

Das Ostgehänge des Ostredok und des Jakubina zeigt eine kräftige glaziale Bearbeitung. Flache Tröge, die nach außen an Tiefe zunehmen, und den Würmtrogrand unterbrechen, führten kurze, steile Seitengletscher dem Haupttale zu. Die zwischen den Seitentälern vorspringenden Kämme zeigen an ihrem Außenabfall die durch Felsaustritte markierten Reste des Würm-, Riß- und Günztroges. Der Rißtrog hat eine geschätzte Tiefe von 100 *m* (Fig. 9).

Die Bühlmoränen des Račkovatales liegen weiter, die Würmmoränen dieses Tales weniger weit talauswärts als im Mala belatale, weil im ersten Tale die oberen, in letzterem die unteren Teile des Gletschers stärker gespeist werden konnten.

B i s t r a t a l. Trefflich sind die Moränen erhalten an der Mündung des kurzen, steilen, an der Bistra 2250 *m*, der Kulmination der ganzen Gruppe entspringenden Bistratales. Die Brücke an der Talmündung bezeichnet ungefähr das Ende der Gletscherzunge. Die Endmoränen springen noch etwas südwärts vor, so daß das Zungenende bei 1050 *m* anzusetzen ist (Schneegrenze bei 1600 *m*). Knapp über der Brücke mündet die

900 *m* lange, wohlausgebildete Mittelmoräne. Ihr aus groben Granitblöcken bestehender First steigt vom Fußpunkt weg erst 10°, dann sanfter zirka 45 *m* hoch an. Dabei erhebt sich die Mittelmoräne über die westliche Furche, der der Weg folgt, 20 *m*, über die östliche, vom Bache durchmessene Schlucht 25 *m*. Ihr Nordende biegt zum rechten Talhang um und heftet sich an diesen. Hier ist ihrer Ostseite die Bühlterrasse mit 3 *m*, die Gschnitzterrasse mit 1 *m* Kantenhöhe angelagert. Im Westen verläuft eine mit der Endmoräne verbundene rechte Seitenmoräne, die 4 bis 5 *m* Höhe nicht übersteigt. Sie zeigt alle Schwankungen der Firstlinie der Mittelmoräne, hat eine Einsenkung, wo diese einen Sattel besitzt, schwenkt an derselben Stelle nach Nordwest ab, wo die Mittelmoräne zum Hange um-

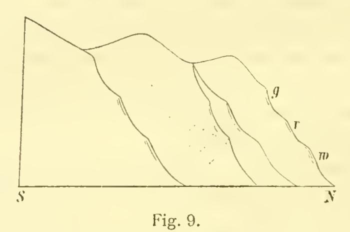


Fig. 9.

Westgehänge des Račkovatales.

biegt. Die linke Seitenmoräne ist als mächtige Blockanhäufung am besten am Hange südwestlich der Kote 1534 entwickelt.

Die genannten Moränen gehören zum inneren Stande des Würmgletschers. Sie werden überhöht am rechten Ufer von Blockanhäufungen, am linken Ufer von einer den Kamm mit der Kuppe 1534 *m* fortsetzenden linken Seitenmoräne. Man würde sie bei ihrer beträchtlichen Höhe für Altmoränen halten müssen, würde nicht aus ihnen die Niederterrasse, die einige hundert Schritte talauswärts 3·5 *m* über der 1·7 *m* hohen Bühl- und 1 *m* hohen Gschnitzterrasse mißt, hervorgehen. Dagegen ist eine verwaschene Blockwelle außerhalb der genannten Seitenmoräne wohl den Altmoränen zuzuzählen.

Die linke Seitenmoräne liegt bereits außerhalb des Gebirgsabfalles, senkt sich erst unter 7°, dann unter 20°, den Ab-

schwung der Gletscherzunge wiederholend. An der Stelle, wo diese Seitenmoräne an das Gebirge anschließt, setzt der Würmtrogrand ein. Die Moräne setzt hier das Felsbett des Gletschers, der über den Gebirgsfuß ein wenig hinausragte, genau fort. Die Erosionsform des Gletschers setzt sich unmittelbar in die Akkummulationsform fort.

Am Innenende der Mittelmoräne mündet von Westen ein Graben, der von dem zu keiner nennenswerten Mulde ausgeweiteten Graben Na hola herabkommt. Die Mündung dieses Grabens ist verbaut. Der eingelagerte Blockkörper erhebt sich mit seiner Kante 80 *m* über Tal, was der Höhe der Trogkante am östlichen Ufer mit rund 70 *m* ziemlich gut entspricht. Zur Kante senkt sich eine schwach geneigte Rasenstufe. Das ganze ist der durch den Gletscherriegel aufgestaute Niederterrassenschotter des Grabens. Etwas höher liegt eine zweite Blockmasse, wahrscheinlich der Rest der Verbauung der Rißeiszeit.

Taleinwärts stößt man bei 1360 *m* auf die eine mächtige Blockstufe bildenden, aus vier Querwällen und einer Mittelmoräne zusammengesetzte Bühlmoräne. An dieser Stelle enden die Bühlschotter. Mächtige Blockstufen liegen zu beiden Seiten des Tales unter Ježova und Široki Uplazi, Seitenmoränen der Bühlzeit.

Das wohlausgebildete Doppelkar im Süden der Bystra ist von mächtigen tief herab auslaufenden Blockmassen erfüllt, dessen südlichen Teil bereits Prof. Uhlig auf der geologischen Spezialkarte der Tatra als Moräne bezeichnet hat und die dem Gschnitzstadium angehören. Blockanhäufungen dieser Zeit erfüllen auch den Grund des Kares hinter der Ježova.

In folgendem werden die Trogverhältnisse des Bystratales zusammenfassend gegeben. An dem Gehängevorsprung, der südwestlich von der Kuppe 1534 *m* in das Talknie der Bystra vorspringt, sind vier Tröge übereinander entwickelt. Die Gesamttiefe der glazialen Tröge beläuft sich hier auf 220 *m*. Hiervon entfallen auf den Würmtrog 70 *m*, auf den Rißtrog 60 bis 70 *m*, auf den Mindeltrog 35 *m*, auf den Günztrog 25 *m*. Über den oberen Rand des Günztroges erhebt sich die Schnittlinie des gewölbten Kammes nur mehr zirka 10 *m*. Dieses

Hangprofil ist in Fig 10 wiedergegeben. Aus demselben geht zum erstenmal mit voller Deutlichkeit hervor: eine Abnahme der Trogtiefen und eine kleine Zunahme der Trogbreiten von unten nach oben. Die Stelle dieses Profiles befindet sich — fern von den Karen, nahe der Gletscherzunge — im Gebiete abnehmender Erosion. Die Überhöhung des Günztrograndes durch den Kamm ist hier ausnahmsweise gering. Das erklärt sich aus dem starken örtlichen Zurückweichen der südlichen Gebirgsabdachung.

Der Mindeltrog, der bisher nur selten angedeutet war, erscheint hier zuerst deutlich. Doch war er bisher nur in der Wandung des Günztroges verborgen. Summiert man nämlich im letzten Profil die Werte für den Mindel- und Günztrog, so

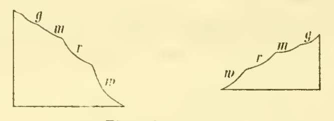


Fig. 10*a* und *b*.

Trogprofile im Bisztratal.

(Die Buchstaben bedeuten die Tröge der vier Eiszeiten.)

ergibt sich eine Tiefe, die dem Riß- oder Würmtrog ziemlich entspricht. Damit stimmt überein, daß überall dort, wo bisher nur drei Tröge unterschieden wurden, die Trogtiefen nicht allzusehr voneinander abweichen.

Die Troggehänge im letzten Profil zeigen die Spuren verschiedenen Alters. Aus dem Würmtrog streben Felsriffe zur Kante empor. Die Riffe sind zu unterst von Schutthalden ummäntelt, deren tiefere Partien mit Gras, die höheren mit Flechten überzogen sind. Die Felsaustritte der höheren Tröge sind abgewittert.

Das Trogprofil im Ostabfall der Ježova (Fig. 16*a*) zeigt den Mindeltrog wieder undeutlicher. Die geschätzten Vertikalabstände der einzelnen Tröge sind von unten nach oben: 135 *m*, 100 *m*, 60 *m*, 45 *m*; Kammüberhöhung zirka 30 *m*; somit Gesamttrogtiefe 340 *m*. Das Profil liegt etwa in der Mitte der Gletscherlänge und dürfte das Profil der Maximalerosion sein.

Das Studium der Alpengletscher hat nun gelehrt, daß die Eisströme der einzelnen Eiszeiten nur um Bruchteile ihrer Länge verschieden waren. Aus den obigen Profilen geht hervor, daß auch die Masse eines und desselben Eisstromes in den verschiedenen Eiszeiten eine ziemlich gleiche gewesen sein kann, indem die älteren Eisströme breiter, aber zugleich seichter waren als die jüngeren.

Die Kammüberhöhung ist im Ježovaprofil gering. Weiter talauswärts beträgt sie über dem Günztrogrande 150 bis 200 *m*. Daraus geht hervor, daß sich die glazialen Erosionsböden gebirgswärts der heutigen Kammlinie nähern.

Wenn man von breiteren älteren und schmäleren jüngeren Gletschern spricht, darf dabei nicht vergessen werden, daß die Trogwandungen um so stärker verwittert sind, je älter sie sind. Der Würmtrogrand nimmt heute wohl dieselbe Position ein wie nach Abschluß der Würmeiszeit. Daß die älteren Tröge nicht durch die Verwitterung ihre Verbreiterung erhalten haben, sondern ursprünglich als breitere Tröge geschaffen wurden, geht aus dem Zustande der Trogränder, die sich erhalten haben, hervor. Jedenfalls sind die Trogränder Reste ursprünglicher Formen.

Kamenistatal. Überraschend gut entwickelt sind die Moränen an der Mündung des Kamenistatales. Das in zwei Flügel geteilte Würmmoränengebiet wird umspannt von einer bogenförmigen und in der Mitte vom Bach zerschnittenen Blockwelle von ausgeglichenen Formen. Diesem Altmoränengürtel lehnt eine schmale Schotterfläche an, die über der Bühlterrasse des Belabaches 17 *m* hoch abbricht und wahrscheinlich nicht Hochterrasse, sondern Niederterrasse des Haupttales ist.

Der linke Flügel der Würmmoränen besteht aus drei Wällen, von denen der dem Bache zunächst liegende sich talauswärts zu einer hohen Blockkuppe emporschwingt, während die übrigen in die Talmündung eintreten.

Auf der rechten Talseite erhebt sich 10 *m* über dem Kamm der Altmoräne ein von letzterer durch scharfen First und Blockaustritte zu trennender Wall. Er markiert den äußersten Stand des Würmgletschers. Nordwärts folgen zwei weitere Wälle mit ähnlichen Firsthöhen und Furchentiefen von 3 bis 4 *m*. Der

innerste dieser Wälle fällt unter 35° Böschung 22 *m* hoch zu einem Niederterrassenteilfeld ab, dessen Kanten noch 8 *m* über dem Bachspiegel liegen. Die Niederterrasse entspringt taleinwärts einem vierten Blockwalle, der den inneren Stand des Würmgletschers bezeichnet. Die zugehörigen Seitenmoränen lassen sich als Blockstufen dem Talgehänge entlang verfolgen. Im Talboden breitet sich die bis 3 *m* hohe Bühl- und als schmale Leiste die Gschnitzterrasse aus.

Somit hat auch der Kamenistagletscher, dessen äußerste Blockkuppe mit 992 *m* kulminiert, dessen Ende bei 980 *m* anzusetzen ist, den Gebirgsfuß wie den Rostokagletscher, und zwar um 1 *km* überschritten, während des inneren Standes sich jedoch bis knapp an den Gebirgsfuß zurückgezogen. Die Gletscherzunge war, nach den Moränen berechnet, nicht viel über 100 *m* breit. Die Schneegrenze hatte eine Höhenlage von 1500 *m*.

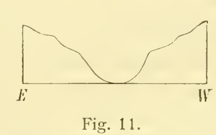


Fig. 11.

Mündungsprofil des Kamenistatales.

Der Würmtrog an der Talmündung ist verhältnismäßig breit (zirka 140 *m*) und 130 *m* tief. Die Felsrisse des Rißtroges sind zum Teil vernarbt. Die Lehne des Günztroges ist fast völlig berast. Die geschätzten Höhen der Trogtiefen betragen 130 *m*, 70 *m*, 30 *m* (Fig. 11). An der Stelle, wo der linke Rißtrogrand am Gebirgsabfall endet, knüpft sich daran ein aus moränigem Material aufgebauter Wall, der eine Seitenmoräne der Rißzeit darstellt.

Die Seitenmoränenstufen begleiten beiderseits tief unter den Trogrändern der Würmzeit den Berghang; sie gehören zum inneren Stande. Die Bühlterrasse, die sich an der Talmündung von der höheren Niederterrasse scharf trennen läßt, steigt bis 3·5 *m* an und geht in das aus einem mit Firsten versehenen Doppelwall (5 bis 7 *m* über dem Bühlschotter) und einer inneren Blockmasse bestehenden Bühlmoränengebiet über (1250 *m*). Dieses quert, zum Teil bewaldet und vom Bach inmitten entzwei geschnitten, den Talboden. Der Außenrand der Bühlmoräne berührt den Innenrand der Würmseitenmoräne, welche taleinwärts zurücktritt. Auch das Kamenistatal ist demnach innerhalb der Bühlmoräne weiter und freier als außerhalb. Der

Würmtrogrand ist stark durchschluchtet. In fast regelmäßigen Abständen steigen die Gschnitzschuttkegel, deren rezente Einrisse von schmalen und niedrigen Daunschuttleisten begleitet werden, in den Talgrund. Die durch diese Kegel verstärkte Gschnitzterrasse streicht 1·5 *m* hoch durch die Bühlmoränen durch und lagert sich an den Abfall der Bühlterrassen an.

Der 7 *km* lange Kamenistagletscher war besonders im Zungengebiete schmal. Der Gletscher wurde hauptsächlich durch die Firnmassen der Seitengehänge ernährt, während der Talhintergrund, in dem der 1789 *m* hohe Sattel Pyszna liegt, wenig Firn beisteuerte.

Die Summe der Trogstreifen beträgt an der Kote 1504 *m* zirka 260 *m*, im Querprofil der Kote 1883 *m* — im Gebiet der Maximalerosion 400 *m*, die Kammüberhöhung fast 200 *m*. Zur Velka Kamenista 2128 *m* nimmt die Kammüberhöhung wieder ab. Im Südwestgehänge dieses Graskantengipfels sind vier schwache Abstufungen kenntlich. Der obere Rand der obersten Stufe liegt wenig über 100 *m* unter dem Gipfel der Velka Kamenista.

Den Rasengehängen dieses Gipfels sind einige frische Anrisse eingesenkt. In einem dieser Anrisse lag in der ersten Hälfte des Monates August 1907 ein Schneefleck. Es ist möglich, daß die Bildung dieser Anrisse mit Schneeflecken zusammenhängt, an deren Rändern wie am Boden das Gestein gelockert wird und ein »Einfressen« eines Lawinenrestes ermöglicht.

H l i n t a l. Auf der Südseite der Liptauer Alpen bleiben die Gletscher im westlichsten Teil im Gebirge, nähern sich aber dem Gebirgsfuße und überschreiten diesen um so mehr, je näher wir der Hohen Tatra kommen, ohne daß jedoch die Gletscherzungen irgendwo miteinander in Verbindung träten. Dieses Herauswachsen der Gletscher aus den Gebirgstälern ist gewiß eine Wirkung des Eiszentrums der Hohen Tatra. Diese Wirkung erlischt an den östlichen Gletschern der Liptauer Alpen, die durch die kleine Granitmasse der Velka Kopa 2054 *m* von der Hohen Tatra getrennt sind und nur bis knapp an das Tychatal heranreichen.

Die Blockablagerungen des kurzen, im Westen geräumigen Hlintales sind ziemlich beträchtlich. Die Mündung des Tales ist eine vom Bache durchschnittene Stufe. Auf der Südseite lagert der Stufe Endmoräne auf bei 1100 *m*, deren scharfer Kamm im schwachem dem Berghange anliegt und als Seitenmoräne fast bis zur Talkote 1175 *m* weiterstreicht. Ein frisch angelegter Holzweg durchschneidet das kompakte granitische Material und dessen felsige Unterlage, die von Klüften durchsetzt und gelockert ist. — Die Schneegrenze des Hlintales lag bei 1500 *m*.

Die Bachrunsen, die von Kote 1883 *m* herablaufen, führen Bühl- und Gschnitzkegel.

Von Talkote 1175 *m* an verlaufen Seitenmoränenstufen (besonders mächtig ist die am linken Ufer) auf beiden Talseiten, bis über die Talteilung, die 550 *m* nordwestlich der Talkote 1175 *m* gelegen ist, hinaus. Der Sporn zwischen beiden Tälern besteht aus einer 14 *m* hohen Mittelmoräne, die mit den beiden Seitenmoränen, in die sie sich gabelt, dem inneren Stande des Würmgletschers angehört. In der Gabel der Seitenmoränen erhebt sich 40 *m* höher ein kurzes Mittelmoränenstück des äußeren Standes des Würmgletschers. Der zugehörige Trog ist bei 70 *m* tief und hat im Westen steile schwarze Granitwandungen. Darüber erheben sich die beiden Ostkare der Velika Kamenista 2128 *m*, von denen das südliche gut ausgebildet ist. Auch der folgende südliche Graben nährte den Gletscher, der an der genannten Stelle mit dem vom Tomanovagipfel 1979 *m* herabkommenden Aste zusammenwächst.

Taleinwärts liegen im westlichen Tale bei 1380 *m*, im östlichen bei 1320 *m* die bewaldeten Blockanhäufungen der Bühlmoräne.

T o m a n o v a t a l. Das Tomanovatal verläuft an der Grenze zwischen der Granitmasse der Liptauer Alpen im Süden und ihrer mesozoischen Vorlage im Norden. Nördlich vom Granit des Gipfels Tomanova polska 1979 *m* und Tomanova liptovska folgt ein westöstlich verlaufendes Band permischer Quarzite. Diese werden von Schiefern der unteren Trias begleitet, in welche Tomanovapaß und Talfurche eingeschnitten sind. Die Höhen im Norden davon, der Czerwony-wierch 2128 *m* und

seine Gratkuppe werden von Lias-Jurakalk aufgebaut, in welchen auch das Spoderital, das von Norden her in das Tomanovatal mündet, eingesenkt ist.[1]

Die Würmmoränen des kurzen zusammengesetzten Tomanovagletschers liegen wie beim Hlingletscher an der Talmündung. An der Tychabrücke liegt am rechten Ufer auf einem Granitsockel von 10 *m* Höhe das Ende des Übergangskegels der Niederterrasse, dessen bewaldete Fläche sich langsam gegen Nordwesten hebt, bis der Steilabfall der mit zum Teil großen Kalkblöcken übersäten Endmoräne emporsteigt. Der Fußpunkt der Endmoräne liegt bei 1260 *m*. Auf ihrer breiten zum Teil waldfreien Oberfläche, die steil gegen die Schlucht des Baches abfällt, liegt eine auf der Spezialkarte nicht verzeichnete Salasche. (Schneegrenze des Würmgletschers bei 1500 *m*.)

Der Raum zwischen Tomanova- und Spoderibach wird durch eine weit auslaufende, vielkuppige, kalkige Mittelmoräne gebildet. Am Bergfuß teilt sich die Mittelmoräne in zwei Äste, die zwischen sich einen vertieften, berasten Raum frei lassen. Der südliche Ast besteht aus zwei Stufen, von denen sich der untere in Form eines Doppelwalles dem Tale zukrümmt und die innere Würmendmoräne des einfachen Tomanovagletschers darstellt. Auch der waldbedeckte rechte Moränenflügel am südlichen Ufer ist erhalten. — Die höhere Seitenmoräne, die dem äußeren Rande des Würmgletschers entspricht, liegt bei 50 *m* über dem Bache. Auch im Spoderital ist der innere Rand der Würmmoränen westlich vom Javor sowie weiter oberhalb der Würmtrogrand deutlich entwickelt.

Im Mittelstück des Tomanovatales hat bereits Prof. Uhlig Moränen beobachtet. Sie gehören dem Bühlstadium an und bestehen aus zwei Endwällen, deren seitliche Fortsetzung durch Schneehaldenfußwälle des südlichen Talgehänges bedeckt sind (Höhenlage zirka 1400 *m*).

Taleinwärts steigen die Gschnitzterrassen zu den Wällen[2] des Gschnitzstadiums empor. Die südlichen Wälle umschließen

---

[1] Siehe Geologische Spezialkarte der Tatra.

[2] Bereits von Rehmann als Moränen erkannt. L. c. p. 524.

den schönen Karboden unter dem Graskantengipfel Tomanova polska 1979 *m*. Im Karboden liegen vermoorte kleine Karseen. Die äußeren der krummholzbedeckten Wälle sind bis 7 *m* hoch und bis auf eine Unterbrechung zusammenhängend; die inneren Wälle sind in Blockkuppen aufgelöst. Wo die von Rasenhängen überhöhte Karwand am höchsten emporreicht, sind auch die Wälle am weitesten talauswärts geschoben. Dem Punkte der größten Firnanhäufung ist auch die am höchsten reichende Untergrabung des Hanges zuzuschreiben. — Der Karwandstreif ist durchfurcht. Die aus den Furchen hervortretende Daunschuttkegel reichen bis an die inneren Gschnitzwälle (Höhenlage der letzteren 1600 *m*).

Die nördlichen Gschnitzwälle können nur mehr den Rang von Schneehaldenfußwällen beanspruchen. Der Übergang von echten Moränen in Schneehaldenfußwälle vollzieht sich hier mit dem Wechsel der Exposition. Der wenig breite Raum zwischen den nördlichen Wällen und dem Felshang des unbenannten Kalkkopfes im Norden des Tomanovapasses wird von dicht berasten Schuttkegeln eingenommen. Sie gehören dem Daunstadium an. Der größte dieser Schuttkegel, der zwischen dem Passe und der zirka 50 *m* hohen Stufenmündung der Sistlovka gelegen ist, besitzt auf seiner Oberfläche eine schüttere Streu von Kalkblöcken, von denen einzelne die Wälle erreicht haben. Diese Blockstreu stellt die seit der Daunzeit vor sich gegangene rezente Abtragung der darüber aufragenden Felswand dar.

Die näher dem Passe 1689 *m* gelegene Daunkegel reichen mit ihren Spitzen an den Kamm, der vom ungenannten Felskopf zum Paß herabzieht, empor. Man sucht heute vergeblich die Felswände, von denen sich diese Schutthalden abgesondert hätten. Auch fehlt rezenter Schutt. Es war demnach noch zur Daunzeit der Grat mit Felsköpfen besetzt, die zu Schutthalden zerfielen. Von ihnen sind heute nur mehr kleine, fast ganz mit Rasen überzogene Felsnarben übrig.

Aus diesem Beispiele mag man ersehen, welche bedeutenden Veränderungen die obersten Teile des Gebirges während der Stadialzeiten, geschweige denn während der Eiszeiten, erfahren haben müssen.

Auch die Kammlinie des Tomanovapasses ist in der Daunzeit umgewandelt worden. Die Kammlinie zeigt drei, wenige Meter tiefe, Sättelchen, in deren Fallinie völlig beraste, glatte Schuttkegel zwischen gleichfalls berasten Gehängepfeilern, die nach oben in kleine Paßköpfe ausgehen, herabziehen. Vor der Daunzeit erfüllten die Kegel noch die über ihnen befindlichen Nischen und Sättelchen. Die merkliche Veränderung der Paßlinie hängt damit zusammen, daß hier die weichen untertriadischen Schiefer (siehe Geologische Spezialkarte) durchstreichen, welche die Anlage des Passes förderten, und dort, wo sie die Querkämme der Liptauer Alpen schneiden, zur Sattelbildung Anlaß gaben (so im Sattel südlich der Telkowe kominy 1465 *m*, im Sattel des Spornes zwischen Staru robotu und Jarzebicatal, im Sattel Koučiste vrh 1355 *m*).[1] Die rezenten Veränderungen am Tomanovapasse bestehen aus kleinen Anrissen in den Daunnischen und untergeordneten kleinen Grasschlipfen.

Die geringen Beträge der rezenten Veränderungen zeigen, daß die Gehängeformen im Hintergrunde des Tomanovatales seit der Daunzeit fast unverändert bestehen. Daher hat sich in diesem Teile des Gebirges das Daunrelief erhalten. Es setzt sich zusammen aus den Veränderungen der Daunzeit (Abtragung von Gratköpfen, Bildung von Sättelchen, Durchfurchung der Karwand) und den Überresten aus der Gschnitzzeit, welche ansehnlicher erscheinen. Zu diesen gehören im Süden: die Gschnitzwälle, die kleinen Wannen mit dem Karboden, die Karwandung und das bis zum Gipfel 1979 *m* emporreichende Rasengehänge. Im Daunrelief herrschen demnach noch Elemente der Gschnitzzeit vor. Verallgemeinert man diese Beobachtungen auf das ganze Gebirge, so wird man den obersten Teilen des Gebirges eine große Jugendlichkeit der Form zusprechen müssen.

Der Tomanovapaß ist zu oberst berast und gewölbt; die Fläche senkt sich erst wenig, dann steiler nach Westen. Der Ostabfall des Passes ist viel steiler als der westliche. Dieses asymmetrische Paßprofil zeigt, daß der Angriff auf die Paß-

[1] Siehe Geologische Spezialkarte.

linie und deren Untergrabung während der Stadialzeiten von Osten nach Westen fortschritt.

Die Gletscher der Nordseite.

Die nördliche Gletscherreihe der Liptauer Alpen beginnt im Osten mit dem Koscieliskogletscher. Die Gletscherablagerungen dieses einzigen stark besuchten Tales der Liptauer Alpen sind durch Partsch,[1] Roth,[1] Rehmann[1] und Uhlig[1] untersucht worden. Meine Aufgabe war daher im wesentlichen die Einordnung der Beobachtungen in das glaziale System.

Unter den Tälern der Liptauer Alpen zeigt das Kościeliskotal den eigenartigsten Grundriß. Ausgespannt zwischen den Kämmen Ornak und Tomanova strahlen vom Hauptkamm fünf kurze Querkämme aus, zwischen denen sechs Täler und Gräben eingesenkt sind, die zur Alpe Uwosisko konvergieren. An dieser Stelle beginnt der Durchbruch durch die Kalkzone, die für die Entwässerung der Nordseite des Gebirges ein nur an wenigen Punkten zu bewältigendes Hindernis bildete.

Der linke Flügel der Endmoräne des Kościeliskotales reicht etwas weiter, als auf der geologischen Spezialkarte verzeichnet ist. Er sitzt etwa 15 *m* über dem Bache dem unteren Ende des Felsastes auf, der von den Telkove Kominy nach Südosten herabstreicht. Er setzt sich aus Urgesteinsblöcken unter geringer Beimischung von Kalkgestein zusammen und bricht gegen einen berasten Schuttkegel ab, der sich aus dem Seitentale ins Haupttal senkt. Diesem Schuttkegel, der der Niederterrasse entspricht, sind zwei Stadialkegel eingeschaltet. Das Ende des Würmgletschers lag bei 1040 *m* mit einer Schneegrenze in 1450 *m* Höhe.

Auf der rechten Talseite bildet die Alpe Uwosisko ein Endmoränengebiet. Der äußere mit Blöcken übersäte Wall besteht aus Kalk und tritt in den Wald ein. Über demselben erhebt sich der Rest eines Trograndes 40 *m* über Tal. Die Furche zwischen dem äußeren und dem inneren Walle ist zur Zeit von einem Schuttkegel, der den äußeren Wall überwältigt

---

[1] Siehe Fußnoten auf p. 715.

hat, teils von Blöcken bedeckt. Dem inneren Wall ist bachwärts ein viergliedriger Terrassenbau vorgelagert. Die unterste Terrasse von 2 *m* Höhe ist Bühlschotter, die folgenden Absätze von 1 *m*, 1 *m* und 5 *m* sind Teilfelder der Niederterrasse. Über dem obersten Absatz erhebt sich der Wall mit Salasche noch 10 *m* hoch. Nach Süden bricht das Wallgebiet gegen den von der Tomanovaalphütte herabkommenden Bach terrassiert ab.

Im Süden von diesem Punkte beginnen ausgedehntere Terrassen, die den Winkel zwischen Dunajec und Seitenbach erfüllen und sich an das Nordende der mächtigen Mittelmoräne des Czarny staw in zwei Flächen von 5 und 7 *m* Abstand ansetzen.

Die höhere Terrasse geht im Süden in einen Endmoränenwall über; nahe dem ersten liegt ein zweiter Wall. Diesen Wällen gegenüber liegen am linken Ufer bei rund 1060 *m* Höhe drei Endwälle, breit, flach, ziemlich gleich hoch, der innerste Bogen mit 12 *m* über der Bühlterrasse. Das ist die Marke des inneren Standes des Würmgletschers, der mit den östlichen Nachbargletschern nicht mehr in Verbindung stand. Die linke Seitenmoräne dieser Endwälle zieht, an einer Stelle von einem Seitenschuttkegel unterbrochen, über die Salaschen Ornak nach Süden.

Der Talgrund der Ornakhütten besteht aus der 3·5 *m* hohen Bühlterrasse, die auch am rechten Ufer entwickelt ist und beiderseits vom Bache durch einen 1·5 *m* hohen Streifen Gschnitzschotter getrennt wird. Über der Bühlterrasse des rechten Ufers erhebt sich der durch drei Stufen gegliederte Abfall der Mittelmoräne des Czarny staw. Die untersten Gehänge sind 10°, die darüber folgenden 12°, der größte Teil des Abfalls 35° geneigt. Die Gefällssteigerung tritt stets über den Stufenflächen ein, deren Vertikalabstände von unten nach oben 7 *m*, 7 *m*, 70 *m* betragen. Über der höchsten Stufe erhebt sich der doppelkuppige Moränenkamm noch 30 *m*. Die beiden unteren Stufen gehören dem inneren Stande, die dritte Stufe dem äußeren Stande der Würmeiszeit an.

Eine zweite mächtige Mittelmoräne der Würmeiszeit liegt zwischen dem Dunajectal und dem von Südosten kommenden

Graben und bildet die untere Fortsetzung des Nordwestkammes der Velika kamenista 2128 *m*.

Tief im Talinnern liegt bei 1260 *m* das Bühlmoränengebiet. Es besteht aus einem breiten Übergangskegel mit 3·5 *m* tiefem Bacheinschnitt; im Süden von der Alphütte erhebt sich mit einzelnen Fichtenbeständen die Bühlmoräne 3·5 *m* hoch, die nach Süden 3·5 *m* zu einem von seichter Lache erfüllten Zungenbecken absinkt. Ein zweiter Querwall liegt weiter südlich. Getrennt von diesen Moränen erhebt sich im Osten eine Mittelmoräne der Würmeiszeit, welche vom ersten Querkamme im Osten des Pysznasattels abgeht.

Das Kar im Norden des Gipfels Blyszec wird von Wiesenlehnen, Schuttfeldern und von einer Kette von talwärts konvexen Gschnitzwällen durchzogen, von denen der tiefste bis 1500 *m* herabreicht. Diese Kette ist nur an einer Stelle unterbrochen, hebt sich ostwärts mit dem sinkenden Hauptkamme in immer höheres Niveau und reicht, den Charakter von Schneehaldenfußwällen annehmend, bis zum Sattel Pyszna 1789 *m*.

Der Nordostkamm der Kuppe 1861 *m* besitzt zu unterst gestufte Moränen, die den oberen Stufen der Mittelmoräne des Czarny staw entsprechen.

Der Czarny staw, ein dunkler Wasserspiegel in einer Unterbrechung des Smreczyn-Nordostkammes gelegen, ist fast rings von Moränen umwallt. Bereits Partsch[1] denkt an einen Moränensee, gelegen in der Einsenkung zwischen zwei konvergierenden Seitenmoränen, eine Ansicht, der S. Roth[2] beipflichtet. Der See ist jedoch nicht immer abflußlos, wie Partsch und Roth annehmen, sondern entwässert bei höherem Stande nach Westen zum Dunajec. Die gewundene Abflußrinne liegt am Westende des Sees und wurde im August 1907 nicht mehr benützt.

Die Kammlücke, in der der Czarny staw liegt, ist mindestens 20 *m* tief. Die Blockwälle um den See sind mit Ausnahme der

---

[1] J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit. Breslau 1882, p. 48.

[2] S. Roth, Spuren einstiger Gletscher auf der Nordseite der hohen Tatra. Földtani Köslöny 1888, p. 429.

Doppelkuppe im Norden des Sees von 20 *m* Höhe, nieder. Die Wälle der Doppelkuppe, von denen der östliche um 3 *m* höher ist als der westliche, werden durch eine nach Norden sich ausspitzende Furche getrennt und brechen nach Süden ab. Die Furche ist die Berührungslinie der zu einer Mittelmoräne zusammenwachsenden Seitenmoränen, deren südliche Fortsetzung wahrscheinlich durch die Wasserwirkung eines vom Smreczynkamm herabkommenden, nach Westen ausweichenden und einen Eissee bildenden Baches zerstört worden ist. Dieser Bach baute sich auch, gehemmt durch den östlichen Smreczyngletscher, das auch von Roth beobachtete Niederterrassenfeld südöstlich des Czarny staw und fand beim Sinken des Eises wieder seine natürliche Abflußrichtung gegen Norden.

Östlich von der Mittelmoräne des Czarny staw liegen die inneren Würmendmoränen des Smreczyngletschers. Dieses Wallgebiet ist von der Mittelmoräne durch den Sumpfstreifen des obengenannten Baches getrennt und besteht aus fünf sichelförmig und konzentrisch gelagerten Wällen. Der erste Wall erhebt sich über der nächsten Furche 5 *m* hoch. Der zweite Wall ist 3·5 *m* höher als der erste und umschließt ein kleines von grüner Moosdecke eingenommenes Zungenbecken. Dahinter liegt der breite, niedere, dritte Wall, der ein größeres von Moos und kleinen Wassertümpeln erfülltes Zungenbecken umspannt. Am Innenrande erstreckt sich ein 30 Schritt langer und 10 Schritt breiter Weiher von braunem Grunde und klarem Wasser. Er war im August 1907 abflußlos, entwässert aber, wie eine trockene Rinne anzeigt, bei höherem Stande nach Süden. Es folgen noch zwei Wälle, die kleine versumpfte Wiesen umspannen.

Diese fünf regelmäßigen Zungenbecken, deren äußerstes allerdings zu einer Furche zusammengeschoben ist, zeigen fünf getrennte Halte des inneren Würmgletscherstandes an. Roth[1] hat bereits diese moorigen Stellen gesehen und hielt Gletscherwirkung für wahrscheinlich. Rehmann's[2] drei erloschene Seen beziehen sich höchstwahrscheinlich auf diese

[1] Roth, l. c.

[2] Rehmann, l. c., p. 524.

Stelle. Die Moränen bestehen aus Granit und rotem Sandstein; eine konglomerierte Grundmoränenschichte sitzt 5 *m* mächtig dem roten Sandstein auf und fällt zur Schlucht ab, die im Norden vorüberzieht und 25 *m* tief ist. Die Erosionskraft des Smreczyngletschers und seiner östlichen Nachbarn stand weit hinter der des Dunajecgletschers zurück, dessen Sohle im selben Parallel mehr als 70 *m* tiefer gelegen war.

Die beiden östlichen Trabanten des Smreczyngletschers hinterließen mächtige Seitenmoränen, an deren Ende sich ein Niederterrassenfeld ansetzt, das an der Brücke über den Bach eine größere Entwicklung erlangt. Die Niederterrasse ist 3·5 *m* hoch, die Bühlterrasse darunter 3·5 *m*, die Gschnitzterrasse $^1/_2$ bis 1 *m*. Demnach lagen während des inneren Standes des Würmgletschers im Kościeliskotale vier nur durch Moränen getrennte Gletscherzungen nebeneinander. Ihr Außensaum wich ostwärts ebenso zurück, wie der Hauptkamm von der Velika kamenista gegen Nordosten vordringt.

Während des Außenstandes des Würmgletschers bildeten diese vier Zungen einen, allerdings kurzen zusammengesetzten Gletscher. Dies geht hervor aus der Existenz einer bisher nicht beachteten rechten Seitenmoräne, welche dicht bewaldet und 60 bis 70 *m* hoch den Nordsaum des Tomanovagrabens bildet. Sie besteht aus Granit und Sandsteinblöcken; nur in der Furche zwischen Moräne und Gehänge liegen Kalkblöcke. Die Innenseite der Moräne trägt 7 *m* unter dem Kamme eine Stufe, die der dritten Stufe der Mittelmoräne von Czarny staw entspricht.

Die Moränen der Tomanovaalphütten schließen die Glazialablagerungen des Kościeliskotales im Osten ab. Es handelt sich hier um zwei Wälle, die im Osten unter dem Tomanovapasse ansetzen, nach Westen ziehen, sich erheblich nähern und dann bastionartig abbrechen. Man hat diese Gebilde für Schneehaldenfußwälle angesehen. Roth[1] erwähnt Schneehaldenfußwälle links vom Tomanovapasse unter der Tomanova polska, wo solche tatsächlich vorkommen. Bezüglich der »Längswälle« in der Nähe der Koschare (wohl die Tomanova-

[1] S. Roth, l. c.

alphütten) hat bereits Roth die richtige Deutung gefunden, indem er an Gletschertätigkeit denkt.[2] Würden diese Wälle Schneehaldenfußwälle sein, müßten sie dem Gehänge angepaßt sein und nach der Exposition verschiedene Höhe zeigen. Die »Längswellen« sind jedoch gleich hoch, verlaufen nach Westen auch dort, wo das Gehänge zurückweicht und nähern sich an ihrem Westende, statt sich zu entfernen. Ihr Grundriß entspricht dem für Paßgletscher charakteristischen schmalen Zungenende. Das Alter der Moränenwälle geht aus ihrer Beziehung zu den angelagerten Terrassen hervor.

Die nördliche Seitenmoräne besteht aus Sandstein-, Kalk- und Granitblöcken, senkt sich vor der Alphütte etwas steiler und bildet zwei Sättel; auf einem steht die nördlichste Alphütte, der andere ist durch einen Schuttkogel erzeugt, der von Norden her in das Zungenbecken eingebrochen ist. Der südliche Wall besitzt gleichfalls eine Lücke, durch die ein von Süden kommender Kegel ins Zungenbecken tritt. Das Ende beider Wälle liegt 350 *m* westlich von den Alphütten bei 1300 *m* 25 *m* über Tal. Die Entfernung beider Wälle beträgt nahe dem Ende nur 40 *m*, ist später noch geringer. Südlich vom zweiten Wall liegt ein Blockterrain, dessen zum Teil große Kalkblöcke bis 2 m^3 vom Nordgehänge des Tales herrühren und den Gletscher übersprungen haben dürften.

Zwischen den Wällen lagert heute eine sanft geneigte, glatte Wiesenfläche, die als 1·5 *m* hohe Gschnitzterrasse zwischen den Moränenwällen hervortritt. Mit dieser Fläche vereinigen sich die beiden seitlichen Schuttkegel, deren Außenhälften die Furchen zwischen den Moränen und dem Talgehänge erfüllen. Die Furchen in diesen Kegeln werden von 1 *dm* bis $^1/_4$ *m* hohen Daunleisten begleitet. Aus den Moränen geht die weiter unten 3·5 *m* hohe Bühlterrasse hervor.

Die Gipfel in der Umrahmung des Koscieliskotales sind echte Graskantengipfel. Die von unregelmäßig verteilten Felsaustritten durchsetzten Rasenhänge unter den Gipfeln über-

---

[2] Partsch (l. c., p. 47) erblickte in dieser Gegend eine Endmoräne in etwa 1250 *m* Höhe, die wahrscheinlich dem inneren Würmstande des Tomanovagletschers angehört.

dachen die mäßig hohen Karwandungen. Die Kare der Nordlehne zwischen Bystra- und Tomanovapaß sind gut ausgebildet, doch herrschen überall Rasenhänge vor. Der Nordwestkamm der Velika kamenista läßt eine Zuschärfung des Kammes mit der Höhe erkennen, bis sich nahe dem Gipfel Felsaustritte einstellen.

Stara robota-Tal. Das Stara robota- und das Jasenicatal sind ein Doppeltal, deren Gewässer im Verein mit den Wässern des Grabens der Kote 1768 *m* die vorgelagerte Kalkzone durchbrachen. Für die Frage des Zusammenhanges beider Gletscher ist die Beschaffenheit des Bergspornes zwischen beiden Tälern entscheidend. Dieser Sporn besteht nach der geologischen Spezialkarte aus Bändern von Perm, Unterer Trias und Lias. Weder auf dem Sattel des Spornes noch auf seinem scharfen Kamme liegt erratisches Material. Dagegen liegen zahlreiche Granitblöcke am Nordende des Spornes bis 40 *m* über Bach. Diesem Rest einer Mittelmoräne liegt eine 14 *m* hohe, aus Granitgeschieben aufgebaute Stufe an. Das obere Vorkommnis zeigt mit Bestimmtheit die Konfluenz der Eisströme, mindestens während der Rißeiszeit, das untere mit Wahrscheinlichkeit die Konfluenz auch während der Würmeiszeit an. — Zu beiden Seiten des Kalkdurchbruches finden sich, wie schon Uhlig[1] hervorhebt, keinerlei Erratika. Der vereinigte Gletscher dürfte knapp nach der Konfluenz bei 1040 *m* geendet haben, was mit einer Schneegrenze von 1450 *m* vereinbar ist.

Am Eingang ins Stara robota-Tal haben Gschnitz-, Bühl- und Niederterrasse (Teilfeld) Höhen von $^1/_2$ *m*, 2 *m*, 1·7 *m*. Auf letzterer steht eine Jagdhütte. Das Teilfeld hebt sich taleinwärts und geht in ein Blockgebiet, aus dem sich eine freistehende Moräne mit Furchentiefe von 3·7 *m* entwickelt, über. Der rechte und der linke Endmoränenwall zu beiden Seiten des Baches sind 19 *m* hoch. Der Kamm der ersteren schwingt sich in zwei Stufen empor. Auf der untersten steht eine Alphütte, die oberste ist bewaldet. Ihre Kulmination liegt 35 *m* über Tal. Der Wall bricht im Süden gegen die Schlucht von Telkowe kominy ab, aus der die $^1/_2$ *m* hohe Gschnitzterrasse innerhalb des

[1] L. c., p. 86.

1·7 *m* hohen Bühlkegels hervortritt, welcher die Moräne durchbricht und sich in zwei Flügeln im Haupttale ausbreitet. Auf der Bühlterrasse liegen die Alphütten Iwanowka.

Dem Innenabfall der bewaldeten Moräne sitzen zwei freistehende Seitenmoränenwälle auf; der erste 15 *m* unter dem Hauptfirst, der zweite 10 *m* tiefer; er überhöht den Talgrund noch um 10 *m*. Das sind die Wälle des inneren Würmgletscherstandes.

Südlich von der Schlucht setzt sich die nunmehr unbewaldete Moräne als 30 *m* hohe Blockstufe fort; ihr Kamm steigt erst unter 6°, dann nach einer kleinen Stufe unter 10° an und verläuft östlich von der Kote 1195 *m* im Gehänge (bei 1230 *m*). Dem Innenabfall der Moräne lagert die tiefere der oben erwähnten Seitenmoränen an. Auch die linke Talseite wird von einer Seitenmoräne in Form einer Blockstufe begleitet. Beide Blockstufen nähern sich taleinwärts; der Bach verläuft in einer von Schutt begrenzten Schlucht. Bei 1240 *m* erhebt sich aus der rechten Blockstufe ein Querwall; Bühlkegel brechen noch aus den Seitenrinnen hervor.

Bei 1330 *m* beginnt das massige, dichtbewaldete, aus fünf bis sechs Längswällen zusammengesetzte Bühlmoränengebiet.

Das Tal der Stara robota zeigt besonders im Nordwesten der Talkote 1195 *m* die Reste des Würmtroges und älterer Tröge. Die Kante des Würmtroges liegt hier zirka 100 *m* über Tal, die des Rißtroges noch 100 *m* höher.

Eine höchst merkwürdige Stelle ist das Gipfel- und Talgehänge östlich der Kote 1760 *m* (unter Trzydniowka der Spezialkarte). Hier sind drei Tröge mit den Spuren eines vierten und drei ineinandergeschaltete Kare mit den Spuren eines vierten vorhanden. Die Spuren des Troges und Kares sind nicht zu oberst, sondern zwischen dem zweiten und dritten Formenelement eingeschaltet.

Die Trogränder treten sehr deutlich und völlig gleichartig in den Abfällen zweier Seitenäste auf; der eine läuft von der Konchysta nach Nordnordosten aus, der zweite liegt im Norden des ersten.

Die Kante des Würmtroges liegt in beiden Abfällen 120 *m* über Tal. Darüber folgt in beiden Abfällen eine schwach kon-

kave Lehne, die beim südlichen Abfall im oberen Drittel die Spur einer Kante aufweist (Riß und Mindeltrog). Über der Lehne folgt eine zugerundete Stufe von einiger Breite; daraus erhebt sich der Hang konkav (Günztrog), um nach kantiger Unterbrechung in eine konvexe Lehne überzugehen. Aus dieser erhebt sich allmählich die Gipfelfläche der Kuppe 1843 *m* (auf der Spezialkarte unter r des Kammes robota zu sehen). Der Günztrog ist an dieser Stelle von allen Beobachtungspunkten in den Liptauer Alpen am schärfsten ausgeprägt.

Die Karnische weist einen unverletzten Karboden, einige Karbodenreste auf und nimmt den Raum zwischen der Gipfelfläche der Kote 1843 *m* und dem Würmtrogrande ein. Die Öffnung des unverletzten Kars liegt zirka 40 *m* über dem Würmtrogrande in der Rißtrogwandung. Der obere durch Felsen markierte Rand dieses Würmkars wird von einer hufeisenförmigen, einige Male durch Einrisse unterbrochenen Lehne umzogen. Dies ist der peripherische Teil eines älteren Kars, dessen Mündung in der Lehne des seichten Mindeltroges liegt. Der geringe Rest einer dritten, höheren Lehne ist größtenteils von Krummholz bedeckt, von Runsen durchschnitten, von einem Felskopfe überhöht und liegt in einer Einbuchtung der Günztrogwand.

Über dieser Felsmarke verläuft die von wenigen Rinnen durchschnittene, schwach konkave Gipfellehne der Kuppe 1843 *m*. Ihr unterer Rand liegt zirka 40 *m* über dem Günztrograndе.

Entscheidend für die Auffassung der Sachlage ist das Verhältnis des tiefsten Karbodens zum Würmtroge. Dieses Kar kann nur zur Würmzeit gebildet worden sein; denn es ist das tiefste Kar und liegt anderseits zu tief, um während der Bühlzeit gebildet worden zu sein. Es mündet zirka 40 *m* über dem Würmtrogrande, ein Verhältnis, das zwischen der Gipfelfläche 1843 *m* und dem Günztrog wiederkehrt. Daher ist die Gipfelfläche ein Karbodenrest der Günzeiszeit und die genannten Lehnen sind Karbodenreste der mittleren Eiszeiten.

Dieser Karbodenrest der Günzeiszeit ist in seinem zentralen Teile erhalten, während die peripherischen, namentlich die Karwand und die darüberfolgenden Gipfel fehlen. Ein

Karboden setzt notwendig Karwände und Gipfel voraus; da letztere heute fehlen, sind sie seit der Günzzeit zerstört worden (Fig. 12).

Daher ist 900 *m* nördlich vom Hauptkamm und 230 *m* tiefer als dieser das Fundament eines zerstörten Günzgipfels zu suchen.

Wenn aber fast 1 *km* vom Hauptkamm entfernt das Günzrelief abgetragen ist, muß der 200 bis 300 *m* höhere Hauptkamm, wo die Abtragung lebhafter wirkte, noch jünger sein. Wie am Tomanovapasse gelangen wir hier auf einem anderen Wege zum Grundsatze der Jugendlichkeit des Hauptkammes. Demnach ist der Zeitraum für die Bildung der Hauptgipfel auf

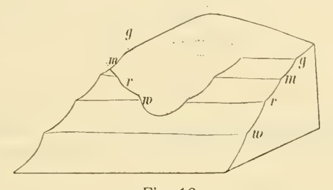


Fig. 12.
Die Tröge mit ineinandergelagerten Karen (schematisch).
(Die Buchstaben bezeichnen die Tröge und Kare der Eiszeiten.)

den immerhin noch weiten Spielraum zwischen der Mindeleiszeit und dem Gschnitzstadium eingeengt. Für den Visoky vrch 2170 *m* erscheint mir wahrscheinlich, daß der Nordabfall — die hohe Karwand und die scharfgegliederte Gipfelfläche darüber — in der Würmeiszeit, das von Osten her untergrabene gewölbte Gipfelgehänge im Nordwesten in der Rißeiszeit gebildet wurde. Das Nordwestgehänge verhält sich zum Nordabfall wie ein unverletzter Rasenhang zum Anrißgebiet eines Murganges.

J a s e n i c a t a l.[1] In dem Jarzebicatal zwischen Alpe Chocholewka und der Konfluenzbrücke 1035 *m* treten am linken Ufer Glazialbildungen zurück. Das Schuttgebiet an der Brücke geht taleinwärts über in die Bühlterrasse, die, verstärkt durch Schutt-

[1] Im Kościelisko-, Stara robota- und Jasenicatal ist der überwiegende Teil der Moränen bereits auf der geologischen Spezialkarte (I. Auflage) ausgeschieden.

kegel von Norden und Nordwesten, die Alpenflächen von Chocholowka einnimmt. Die linke Seitenmoräne taucht erst südlich vom Cholowkabache auf; im Alpengebiet ist sie durch die Schuttkegel der Bühlzeit vollkommen überwältigt worden. Die Bühlterrasse ist 1·5 *m*, die Gschnitzterrasse $^1/_2$ *m* hoch.

Am rechten Ufer liegen an der Jarzebicabrücke und westlich davon die Mündungen zweier Gräben. An diesen Mündungen finden sich Verbauungskanten der Niederterrassenzeit (bei 1200 *m*). Danach hatte das Eis an der Mündung des westlichen Grabens noch eine Mächtigkeit von 110 *m*. Zwischen den beiden Gräben liegen Blockstufen in 1195 und 1175 *m* Höhe, deren Grundmoränenmaterial an umgeworfenen Wurzelstöcken sichtbar ist. Die Moränen an der Jarzebicabrücke sind wahrscheinlich die innere Marke des Würmgletschers (Ende bei 1070 *m*), entsprechend den Iwanowkamoränen im Stara robota-Tale (bei 1080 *m*).

Im Graben der Kote 1760 *m* erhebt sich bei 1250 *m* ein Blockkörper, die Endmoränen eines kleinen Kargletschers. Der Bach schneidet hier 5 *m* tief in Fels. Aus diesem Graben steigt der fächerförmige Bühlkegel herab, durchschneidet die Würmmoräne und enthält in der Bachfurche 2 *m* unter Kante eine 1 *m* hohe Gschnitz- und $^1/_4$ *m* hohe Daunterrasse. Der Bühlkegel verläuft in der Bühlterrasse im Süden von Chocholowka. Darüber erhebt sich in drei Stufen die Würmseitenmoräne. Die unterste Stufe liegt 12 *m* über der Bühlterrasse, besteht aus zwei gleich hohen Blockwällen, die durch eine 1·7 *m* tiefe Furche von der zweiten, gleichfalls 12 *m* hohen und aus zwei Wällen bestehenden Stufe getrennt sind. Darüber erhebt sich noch 50 *m* höher eine dritte Blockstufe.

Diese Seitenmoräne streicht am rechten Talgehänge bis in den Talhintergrund. Ihrem Westabfall liegt bei der Alphütte Kote 1131 *m* ein Bühlterrassenfeld an, dessen Westrand ein 5 *m* hoher Blockwall überragt. Letzterer ist der Rest einer vom Sporn des Črveni vrch stammenden Mittelmoräne, die südwärts unter die 1·7 *m* hohe Bühlterrasse untertaucht (die Gschnitzterrasse mißt hier 1·5 *m*).

Die Bühlterrasse geht nach kurzem Anstieg in breiter Front bei 1140 *m* in die Bühlmoräne über. Letztere ist der

äußerste Wall von fünf Wällen, die durch Furchen voneinander getrennt, erst als Seitenmoränen dahinlaufen und dann, durch kurze Terrassenstücke miteinander verbunden, zur Talmitte umbiegen. Den Winkel zwischen den Talbächen erfüllt eine mächtige Mittelmoräne, die zu unterst der Bühl-, oben der Würmzeit angehört.

Die Gehänge des Jasenicatales werden noch weiterhin von Moränen begleitet, deren Zwischenräume Schuttkegel der Gschnitzzeit erfüllen.

Die das ausgedehnte Kar abschließende krummholzbedeckte Barre der Gschnitzmoränen hat mit 1450 *m* eine ungewöhnlich tiefe Lage.

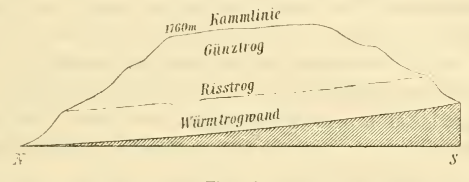


Fig. 13.

Das Nordende des Stara robota-Kammes von Westen gesehen (Tröge im Längsprofil).

Der Westhang des Stara robota-Kammes zeigt drei Tröge übereinander, von denen die Trogwandung der Würmzeit bewaldet ist. Der obere Rand des von seichten Mulden und einer mächtigen Quarzader durchsetzten Günztroges fällt fast mit der Kammlinie der Kuppe 1760 *m* zusammen. Die Gesamttiefe der drei Tröge beträgt hier rund 400 *m*, wovon auf den Würmtrog schätzungsweise 160 *m*, den Rißtrog 140 *m*, den Günztrog 100 *m* (Fig. 13) kommen. Im Nordwestabfall der Konczysta lehnt sich der obere Rand eines tieferen Kares an die Mündungen zweier höherer Kare an, die wahrscheinlich älter als die Würmzeit sind.

Die drei Trogreste im Südostkamm der Kote 1762 *m* sind gut kenntlich. In allen drei Trogresten erscheinen Felsaustritte, die um so spärlicher werden und um so stärker verwittert sind, je höher sie liegen.

Am linken Talgehänge beginnt, aus zwei Stufen zusammengesetzt, die Seitenmoräne südlich vom Chocholowkabache. Unterbrochen von einem Graben, der die Bühl- und Gschnitzkegel führt, setzt sie sich bis in das Talinnere fort und endet etwas ober einer auf der Karte nicht verzeichneten Alphütte. Der innere Wall gehört der Bühlzeit an. Der höhere, der dem untersten der hier gleichfalls entwickelten drei Tröge anlagert, stammt aus der Würmzeit und endet am Hang bei 1500 *m*.

Der schöne Gschnitzmoränensaum unter Volovec und Uplaz reicht in einer Ausbiegung bis 1520 *m* herab. In seiner Fortsetzung umgürten den Nordwesthang des Črveny vrch absteigende Schneehaldenfußwälle.

Latanatal. Das kurze Latanatal wird von felsfreien Rasenkämmen umrahmt. Ihre Kulmination ist der 1879 *m* hohe Rakon. Sein Nordkamm ist mit Kuppen besetzt, auf denen Schuttflächen ausstreichen, wie man sich auf Kuppe 1651 *m* überzeugen kann. Die Rasenhänge sind sehr steil, nur am Rakon liegt eine von zwei Einrissen durchsetzte Karwand.

Die wohlausgebildeten Würmendmoränen des Latanagletschers liegen bei 1200 *m*. Der rechte Wall biegt deutlich zur Talmitte um, aus ihm geht eine Niederterrasse von 1·7 *m* Höhe hervor, der eine Bühlterrasse von $^3/_4$ *m* und eine Gschnitzterrasse von $^1/_4$ *m* eingelagert sind. Die rechte Seitenmoräne wird von einer Schlucht durchbrochen und kann bis unter die Kuppe Roh verfolgt werden. Mit der linken Seitenmoräne vereinigen sich Seitenmoränen des Grabens der Kuppe Za zabrat 1694 *m*. Demnach war auch dieser Graben vereist, was eine Lage der Schneegrenze von zirka 1400 *m* voraussetzt.

Im Hintergrunde des Grabens bezeichnet ein mit Krummholz bedeckter Wall das Bühlstadium. Die Grabenmitte ist erfüllt von einer 1 *m* hohen Bühlterrasse und $^1/_2$ *m* hohen Gschnitzterrasse.

Von der linken Seitenmoräne löst sich bei zirka 1260 *m* ein Querwall los, aus dem ein Niederterrassenstück hervorgeht. Dieser Wall entspricht dem inneren Halt des Würmgletschers. Vor dem Seitengraben hat das Teilfeld der Niederterrasse

2 *m* Höhe (Bühl $^{3}/_{4}$ *m*, Gschnitz $^{1}/_{4}$ *m*). In der Mitte zwischen dem äußeren und inneren Wall endet eine Mittelmoräne, die durch den inneren Wall hindurchstreicht und am Hintergehänge endet. An ihrem Ansatzpunkte ist sie zirka 30 *m* breit, fällt nach Norden 5 *m* (zur 1 *m* Bühl- und $^{1}/_{2}$ *m* Gschnitzterrasse), nach Südwesten 12 *m* ab.

Aus der Furche erheben sich zwei Seitenmoränenwälle 5·7 *m* hoch, dem inneren und äußeren Gletscherstande entsprechend.

Der Gletscher des Latanatales war 2·5 *km* lang, setzte sich aus zwei Ästen zusammen und erforderte eine Schneegrenzhöhe von zirka 1450 *m*.

Die Niederterrasse des Latanatales schwillt am Westende des Tales zu einer mächtigen Verbauungsstufe an. Die Verbauungsstufe durchmißt der Bach mit starkem Gefälle; am Talknie liegt der Bach bereits 10 *m* unter der Niederterrassenkante. Der Außenabfall der Verbauungsstufe ist durch angelagerte Moränen des Studenigletschers terrassiert, welche die verschiedenen Stände dieses Gletschers zur Würmeiszeit angeben.

S t u d e n i t a l. Das Endmoränengebiet des Studenigletschers ist am reichsten von allen bisher besprochenen gegliedert.

In der Straßengabel 1·4 *km* ostsüdöstlich vom Jagdhause laufen zwei Teilfelder, die unmittelbar in dem dahintergelegenen Moränengebiete entspringen, zusammen. Der nordöstlich abzweigende Weg senkt sich von der 3·5 *m* hohen Niederterrasse auf die 2 *m* hohe Bühlterrasse, die auch jenseits der Brücke von einem $^{1}/_{2}$ *m* hohen Gschnitzstreif geringert wird. Über der Brücke erhebt sich ein 20 *m* hoher Verbauungsrest des Javorinagrabens. Im Süden des Javorinabaches erhebt sich gut ausgebildet und fast genau von West nach Ost streichend ein Blockwall, dessen Außenabfall gegen den Hauptbach umbiegt. Der Kamm dieser rechten Seitenmoräne ist 10 Schritte breit, steigt unter 10° an, weist eine Kuppe und dahinter eine Einsattlung von 1·7 *m* Tiefe auf, hat hier einen Außenabfall von 15°, einen Innenabfall von 25°, fällt darauf 15 *m* hoch zu einer nordsüdlich gestreckten Querfurche ab, die von einem berasten Schuttkegel des Javorinagebietes erfüllt ist. Östlich von der

Querfurche schließt ein niederes (1·7 *m*) Blockgebiet an den Berghang an. Nach innen fällt der Wall 35 *m* hoch ab. In 20 *m* Höhe ist ihm eine Stufe angelagert, die dem Bache talabwärts zubiegt. Der Innenseite des Walles ist ein Segment der Bühlterrasse angelagert.

150 *m* östlich von der Straßengabel beginnt (bei 920 *m*) eine Moränengebiet von 9 Wällen, die im Norden vom Bache begrenzt werden, im Süden gegen die Straße zu sich verbreitern und senken und südwärts in den Wald treten. Der erste Moränenwall erhebt sich aus der 3° geneigten Niederterrassenfläche 8·5 *m*. Der Kamm der zweiten ist um 1·5 *m* höher. Der dritte und vierte Wall bilden mit wallförmiger Querverbindung einen Doppelwall, der dritte ist um 5 *m* höher als der zweite; der rechte Flügel des vierten ist zum Teil erhalten und umschließt ein mooriges Zungenbecken; darüber erhebt sich der tiefste Punkt der Abflußlücke noch 1·7 *m*. Auf den niedrigen fünften Wall folgt der hohe sechste Wall, dessen Innenseite drei je 1·7 *m* hohe Terrassenstaffeln (Teilfelder der Niederterrasse bis zur Bühlterrasse herab) angelagert sind. Der siebente und achte Wall streichen der Länge nach und biegen schwach zum Bache um. Die Kuppe des achten Walles liegt 30 *m* über dem Bache. Nahe dem Kamm umschließen zwei große Granittafeln einen länglichen prismatischen Hohlraum, der einem Hünengrab oder dem Unterschlupf eines Bären gleicht. Ein großer, eckiger Granitblock, wie er selten auf den Moränen der Liptauer Alpen zu finden, liegt in der Nähe. Der neunte Wall ist nieder und läuft bald aus. An ihm entspringt eine 6 *m* hohe Niederterrasse.

Die Wälle markieren klimatische Schwingungen von abnehmender Intensität, der dann eine größere klimatische Änderung, die zur Bildung der nächsten Stadialzeit führte, folgt. Die Schneegrenze der Würmeiszeit lag bei 1450 *m*.

An die Endmoränen schließt sich im Süden eine neunstufige Seitenmoräne an, die den Riedel zwischen Salatinbach und Studenibach zusammensetzt. Der erste Seitenmoränenwall hat seinen First 20 *m* über der Straße. In der 5 *m* tiefen Furche zwischen dem ersten und dritten Wall liegt ein Weiher von zirka 15 *m* Durchmesser und brauner Wasserfarbe An seinem

Ostufer endet der zweite Wall. Über diesem Doppelwall folgt der dritte und vierte Wall 8 *m* höher, gleichfalls ein Doppelwall. Dies Profil erinnert an die rechte Seitenmoräne im Jarsebicatale. Nun folgen vier Blockstufen in Abständen von 25 *m*, 17 *m*, 12 *m*, 5 *m*. Diese letzte Stufe bildet einen sehr breiten, mit knietiefem Büschelgras, stellenweise mit Heidelbeer- und Himbeerbüschen dicht bestandenen Wall. Er bildet den Rücken, steigt unter 7° an, ist dort, wo er vor den Berghang tritt, durch eine seichte, von einem Moränenbächlein durchzogene Furche von diesem getrennt. Über der Furche erhebt sich noch ein 1·7 *m* hohes Blockband, die neunte Stufe. Der achte Wall schwenkt konform der Talrichtung von Südost nach Südsüdost um, steigt dabei schärfer werdend steil an, verschmilzt endlich völlig eben bei 1100 *m* mit dem Hang.

Von dieser Stelle übersieht man am besten den Verbauungskörper des Latanatales. Er besteht aus einem südlichen und einem nördlichen Teile, die durch den Latanabach getrennt sind. Der Außenabfall des südlichen Teiles trägt horizontale Ränder, die die verschiedenen Gletscherstände anzeigen, sowie am Fuße zwei wallartige Gebilde, die den vorhin erwähnten Doppellwällen entsprechen. Die zweite Kante von oben ist vom Latanabach unterschnitten und zum Teile firstförmig ausgebildet; ihre Hochfläche senkt sich unter 10° gegen Westen und endet an einem 1·7 *m* hohen Moränenwall. 25 *m* unter diesen First verläuft eine horizontale Stufe, zu der sich aus dem Latanagraben eine Leiste herabsenkt.

Der rechte Teil des Verbauungskörpers überhöht an der Mündung des Latanabaches die hier 5 *m* hohe Bühlterrasse noch um 30 *m* und entspricht der erwähnten Leiste. Dem Außenabfall ist eine Niederterrasse angelagert, deren Vertikalabstände sich der Bühlterrasse von 8 *m* auf 3·5 *m* nähern. Dieses Teilfeld der Niederterrasse zeigt an, daß der innere Rand des Würmgletschers südlich von der Latanamündung lag. Am oberen Ende des Latanabühlkegels, der unter 5° absteigt, steht eine Jagdhütte. Unter der 2·7 *m* hohen Bühlterrasse liegt noch die $^1/_2$ *m* hohe Gschnitzterrasse.

Der innere Stand des Würmgletschers wird durch Moränen bei 1020 *m* angezeigt. Der große Abstand zwischen dem äußeren

und dem inneren Rande erklärt sich daraus, daß die Eismassen der Salatinskikare den Hauptgletscher offenbar nur während des äußeren Standes ergiebig nährten.

Taleinwärts sind die Gehänge mit Moränen bekleidet und der Talgrund durch Bühlkegel ausgefüllt. Das dicht bewaldete, wallreiche Bühlmoränengebiet beginnt bei 1140 *m*. Eine langgestreckte Mittelmoräne und große rechte Seitenmoräne sind bemerkenswert. Im innersten Talgrunde umspannen Moränen bei 1450 *m* einen auf der Karte nicht verzeichneten Weiher. Diese Blockmassen bilden den untersten Abschnitt des Gschnitzstadiums.

Das geräumige von Rakon 1879 *m*, Volovec 2065 *m*, Rohač 2072 *m*, Plačlivo 2126 *m* und Pod Zeleno überragte Kar ist erfüllt von Schuttmassen. Der Rohač-See wird umspannt von einem im Osten breiten, im Südosten schmalen Gschnitzwall (1540 *m*). Die Schuttmassen im Kar zwischen Plačlivo und Pod zeleno sind langgezogene Wälle, zum Teile Schneehaldenfußwälle. Zwischen ihnen und den Felswänden dehnen sich begrünte, nur am unteren Ende und an den Seiten graue Schuttkegel der Daunzeit aus. Einzelne Kegel sind, wie auch die Daunhalden unter dem Banikov 2178 *m* von rezenten Einrissen durchschnitten. Am Nordfuße der schwarzen Rohačwände lagen im August 1907 noch kleine Schneereste. Die vier zwischen Pod zeleno und Salatinski vrh eingesenkten Kare führen Moränenschutt. Ihre Stufenmündungen liegen 200 bis 300 *m* über der Sohle des Haupttales. Die Stufenhöhen sind wahrscheinlich mit Bühlmoränen gekrönt.

Der Würmtrog des Haupttales ist ungewöhnlich breit. Über der Würmtrogkante verläuft im Abfall des Zabratkammes die Rißtrogkante. Darüber ein Flächenstück von abnehmender Neigung, das bald unter Neigungszunahme in die Hochfläche von Zabrat übergeht. Diese Wandung des Günztroges liegt knapp unter der Kammhöhe. Eine Kammüberhöhung des Günztroges fehlt hier wie beim Stara robota-Kamm Kote 1760 *m*. Der felsfreie Rasenhang des Günztroges streicht unter dem Volovec durch bis auf den Sattel zwischen Volovec und Rohač (1960 *m*). Bezeichnet man diesen Sattelpunkt als Karbodenpunkt der Günzzeit, so lag die Karsohle der Günzzeit

hier um volle 300 *m* höher als der entsprechende Punkt des benachbarten Kares der Würmzeit. Wir müssen daher auf die heutigen Hochgipfel eine ganze Gipfellage aufsetzen, um das Günzrelief zu erhalten. Rohač und Volovec sind die Kerne zerstörter Gipfelbauten. Es bestätigt sich auch hier der Satz, daß sich in den höchsten Teilen des Gebirges vom Günzrelief nichts oder fast nichts erhalten hat. Stücke des Günzreliefs finden sich nur auf den Seitenkämmen. Vom jugendlichen Hauptkamm gegen die Seitenkämme zu gelangt man in ältere Reliefreste. Diese Reliefreste sind fast ausnahmslos berast. Die Trogwandungen haben fast überall einen Rasenüberzug, die ältesten Trogkanten sind häufig stumpf geworden. Da hier aber sicherlich Felsformen, so gut wie beim Würmtroge vorhanden waren, haben die Reliefreste der Günzzeit seither wieder Mittelgebirgsformen angenommen. Die wiederholt angeführten Schuttflecke auf den Seitenkämmen und ihren Hängen sind die Überreste älterer zerstörter Felsäste, die wieder in Mittelgebirgskuppen umgewandelt worden sind.

Salatingraben. Die Mündung des Salatinbaches wird von einer sehr niederen Gschnitz-, einer 1 bis 1·7 *m* hohen Bühl und einer Niederterrasse eingenommen, deren Kante 8 bis 12 *m* hoch wird und bei 1070 *m* in den 30° geneigten Abfall einer großen Moräne übergeht. Der Moränenkörper sendet drei Wälle gegen den Bach; seine Oberfläche steigt unter 12 bis 15° gegen das Talinnere an, bis westlich der Kote 1346 *m*. Dahinter erhebt sich bei 1350 *m* das Bühlmoränengebiet. Das geräumige Kar unter dem Salatinkamm ist von einer regelmäßigen Karwand durchzogen (Schneegrenze bei 1400 *m*).

Graben im Nordwesten der Kote 1712 *m*. An der Mündung dieses unbenannten Grabens, dessen Umrandung 1860 *m* Höhe erreicht, ist die Niederterrasse 3 *m*, die Bühl- 1 *m*, die Gschnitzterrasse $^1/_4$ *m* hoch. (Ebenso im Seitengraben rechts.) Die Niederterrasse nimmt weiterhin den zirka 30 Schritt breiten Talboden ein und geht mit kurzem Übergangskegel bei 1080 *m* in einen am Westhang erhaltenen Moränenwall über, der sich 40 *m* über den Bachspiegel erhebt. Der Moränenwall wendet sich vom Bache im Bogen dem Hang zu, dem er als Stufe entlang streicht. Einige Felsaustritte

darüber markieren den Würmtrog. Höher darüber ist noch der Rißtrog angedeutet. 28 *m* unter der Moräne lehnt sich an den Innenabfall eine zweite Seiten- und Endmoräne 30 *m* über dem Bache, der innere Rand des Würmgletschers. Die neun Schwankungen der Studenigletscherzunge sind hier bei einem kleinen Gletscher zu einem einzigen Walle zusammengeschoben. Eine Mittelmoräne und rechte Seitenmoräne ergänzt die Würmablagerungen des Grabens. Ein wohlausgebildetes Kar westlich von Kote 1712, mit Karwand und dreieckiger Rasenfläche darüber, wird durch eine Bühlmoräne bei zirka 1500 *m* abgeschlossen. Die begrünten Schutthalden im Karboden gehören dem Gschnitzstadium an. (Schneegrenze bei 1400 *m*.)

Sivygraben. Westlich von der Palenica 1574 *m* bemerkt man aus der Ferne in der Gegend der Talkote 1235 *m* einen unbewaldeten wallartigen Vorsprung, der eine Würmmoräne des Sivygrabens darstellen könnte. Das Gehänge des Sivy vrh 1806 *m* sieht glazial bearbeitet aus, zeigt einen Ansatz zur Karbildung. Die Schneegrenze dieses Gletschers müßte bei 1400 *m* gelegen haben.

Das Nordostgehänge der Osabida 1687 *m* dürfte im oberen Teile des Suhagrabens, wo die Verhältnisse günstig liegen, vergletschert gewesen sein. Hierfür spricht auch die kleine Terrassenlandschaft südlich von Oravice.

Die Schneegrenze lag in den Liptauer Alpen im Durchschnitte zur Würmeiszeit in 1500 *m*, zur Bühlzeit in 1650 bis 1700 *m*, zur Geschnitzzeit in etwas über 1800 *m* Höhe.

In folgendem fasse ich meine Beobachtungen und Folgerungen über Kare zusammen. Ich hebe besonders ein Element heraus, das mir bisher zu wenig gewürdigt erscheint, den unteren Rand der Karwand. Soweit mir bekannt, trennt man in der Karliteratur den Karboden und die Karwand ohne weitere Unterscheidung. Und doch ist im Hintergehänge wenigstens vieler Kare ein unterer nicht hoher Steilabsatz von dem meist nur etwas weniger steilen Gehänge darüber zu trennen. Ich schränke die Bezeichnung Karwand auf den untersten Steilabsatz ein und nenne den höheren Hang

Zuschüttungsfläche. Denn von dieser Fläche strömt der gefallene Schnee, wie die durch Frostwirkung abgelösten Gesteinsmassen in den Kargrund, um hier einige Zeit liegen zu bleiben. Somit besteht das Kar im Längsprofil aus: Karboden, Karwand und Zuschüttungsfläche.

Diese Unterscheidung ist wichtig; sie ermöglicht, die Umwandlung einer Nische in ein Kar schrittweise zu verfolgen. In den Liptauer Alpen finden sich einige halbentwickelte Kare. Sie haben Merkmale des Kares und Reste der älteren (durch Abspülung entstandenen) Nische. Die Reste umfassen Kamm- und Gipfelgehänge, das Kar ist durch einen Wandstreifen kenntlich. (Beispiele hierfür: an der Westseite des Prislop 2145 *m*, an der Nordseite des Velky vrch 2184 *m*, Tomanova-, Smreczyn [Nord]-, Latana-Kar, Kare im Salatin- und westlichen Nachbargraben.) Die Entwicklung der Karwand ist demnach der erste Schritt zur Karbildung. Mit der Karwand setzt die Unterschneidung des Hanges ein, deren Wirkung bis zum Gipfel reicht. Diese Wirkung zeigt sich in der Umwandlung der berasten Gehängepfeiler zu Felsrippen, der Furchen zu Steinschlagrinnen, in der Zuschärfung der Kämme, im Übergang der runden Graskuppen in Graskanten- und endlich in Felsgipfel. (Dreikanter und Vierkanter Richter's.)[1] Man sieht, die Wirkung geht von unten nach oben. Die Umwandlung des Graskammes in den Felskamm knüpft an eine Reihe von Punkten an, deren Lage in der Karmitte zu suchen ist.

Es fragt sich noch, wie die Karwand entsteht. Nach Richter[2] setzt die Karbildung eine »isolierte Firnansammlung« voraus. Meine Beobachtungen stimmen damit überein. Im Westen des Banikov 2178 *m* und des Prislop 2145 *m* ist die Schattenseite des Kares häufiger und stärker durch Karwandstücke unterschnitten, als die Sonnseite. Dies zeigt, daß es Schneereste sind, deren Rand die Unterscheidung des Hanges beginnt und die Bildung der Karwand veranlaßt. Ist der Schneerest symmetrisch gestaltet (wie bei vielen nordexponierten Karen), wird die Karwand halbkreisförmig ausgebildet. Diese Schneeflecke waren Lawinenreste und lagen

[1] Richter, l. c., p. 62.

[2] L. c., p. 4.

im Konfluenzpunkte der radial gestellten Rinnen eines Sammeltrichters. War die Einmündung der Rinnen auf eine längere Strecke verteilt, so entstand ein längliches Kar. Die bogenförmige Innenwand des Schneerestes ist gleichsam eine Keimlinie der Karwand, die Oberfläche gleichsam die Keimfläche des Karbodens. Das Schmelzen und Wiedergefrieren am Rande des Schneerestes lockert das Gehänge, und damit beginnt die Untergrabung. Wie empfindlich die Karwand die Verhältnisse der ersten Anlage bewahrt, zeigt das nordexponierte Kar am Velky vrh (p. 765): Hier erfolgte Zerreißung der Karwand an der Stelle des Expositionswechsels und der größeren Höhe.

Die Karwand entsteht nicht sofort als zusammenhängender Wandstreif. Lehrreich für ihre Bildung aus einzelnen Flächenstücken ist die Mulde im Nordwesten des Smerek 2089 *m*. Der Schneefleckrand untergräbt in gleicher Weise die Rinnen des alten Sammeltrichters, wie die flachgewölbten Rippen zwischen den Rinnen. Aber die Wirkung ist verschieden. Die Rinnen werden unterschnitten und es entstehen kurze Stufen. Die Rippen werden unten abgestutzt; es entstehen parallelogrammartige Flächenstücke, deren seitliche Ecken sich in den Rinnenstufen berühren. Der obere Rand der werdenden Karwand ist zuerst zickzzackförmig. Durch das Zusammenwachsen der Flächenstücke und das Zurückdrängen der Stufen geht die Bildung der Karwand vor sich.

Oben wurde gesagt, daß in den Liptauer Alpen die Zuschüttungsfläche aus einer rundlichen Kuppe hervorgegangen ist. Ich habe diese Fläche auch an Hochgebirgsgipfeln der Alpen gesehen. Damit erscheint sie als ein organischer Bestandteil der Karbildung. Sie ist die Fläche der größten Gesteinszersplitterung. Die Karwand macht dagegen einen glatteren Eindruck. Dieser Gegensatz wurde besonders deutlich in der Adamallogruppe beobachtet (Beispiel in der Anmerkung auf p. 767). Ich fand diesen Gegensatz bisher nur in aperen Karen. In verfirnten Karen scheint er zu fehlen. In diesen schließt an den unteren Rand der Zuschüttungsfläche häufig der obere Rand der wenig geneigten Firnflächen an. An der Grenze beider verläuft die Randkluft. Diese liegt demnach

am oberen Rande der unter Firnmassen verborgenen Karwand. Die apere Karwand scheint ein Maß der Mächtigkeit des letzten Firnlagers zu sein. Mit dieser Auffassung stimmen meine Beobachtungen an alpinen Randklüften überein.

Die drei Hauptergebnisse der vorliegenden Untersuchung sind:

1. Betreffend die Methode der Glazialforschung: In einem fortgeschrittenen Zeitpunkt der Glazialforschung sind nicht mehr Gletscherschliffe und gekritzte Geschiebe allein das unentbehrliche Rüstzeug des Glazialgeologen. Sie sind für den ersten Nachweis unbedingt erforderlich. Steht einmal die Vergletscherung eines Gebirges fest, so bietet das lückenlose Ineinandergreifen der glazialen Formenelemeate, seien sie solche der Erosion oder Akkumulation, ein festes Gerüst für die Altersbestimmung jeder einzelnen Form. Jede Unterbrechung einer älteren Oberfläche wird durch Flächenstücke einer jüngeren Zeit ausgefüllt.

2. Betreffend das Alter der Gebirgsoberfläche: Die Gebirgsoberfläche setzt sich aus den Resten der präglazialen Oberfläche und aus dem Glazialrelief zusammen. *a)* Die präglazialen Formenreste liegen an der Peripherie des Gebirges, sie bilden die Außenenden der Seitenkämme und werden gebirgswärts schmäler. Die präglazialen Reste erreichen weder auf den Kämmen noch in den Tälern den Hauptkamm. *b)* Den ganzen Innenraum des Gebirges bildet das Glazialrelief. Seine Ausläufer sind die Tröge, die den Gebirgsrand erreichen können. Wo die obersten Trogränder den Seitenkamm erreichen, liegt der innerste Punkt der präglazialen Oberfläche. Das anschließende Kammstück ist ein Rest des Günzreliefs. Die Kammflächen dieser Reste sind häufig schuttbedeckt. Diese berasten »Schuttkuppen« können auf der Wasserscheide nur aus dem Zerfall von Felskuppen hervorgegangen sein. An den Stellen mindestens des Günzreliefs hat während der folgenden Zeiten eine Rückkehr zur Mittelgebirgsform stattgefunden. *c)* Die Gipfelformen des Hauptkammes sind jünger als die Günzzeit; sie sind seit dem Gschnitzstadium nicht mehr wesentlich verändert worden. *d)* Demnach ist die Anordnung der verschieden alten

Formenelemente eine konzentrische. An der Peripherie des Gebirges liegen die präglazialen, im Zentrum des Gebirges die jüngsten Flächenreste. Auf dem Seitenkamm zum Hauptkamm fortschreitend kommt man in immer jüngere Formen. In dieser Richtung nähern sich auch die Trogränder den Seitenkämmen und verschneiden sich mit diesen. Den präglazialen Talböden fehlt gleich wie den älteren Trögen das Talhintergehänge. Aus den zentralen Teilen des Gebirges ist durch glaziale Abtragung eine Granitkalotte entfernt worden, deren Außenrand an den Innenpunkten der präglazialen Oberfläche zu suchen ist. Die zentralen Teile des Gebirges sind stärker erniedrigt worden als die randlichen; erstere erscheinen, obgleich sie tatsächlich höher sind, den peripherischen gegenüber wie eingesunken. Die Mächtigkeit der entfernten Granitschale betrug im Zentrum des Gebirges im Maximum 300 *m.*[1]

3. Betreffend die älteren Tröge. Es gibt ineinandergeschaltete Tröge, wie es ineinandergeschaltete Terrassen gibt. Mit dem Würmtroge wurden Würmmoräne und Niederterrasse, mit der älteren Decke eine Günzmoräne und der Günztrog in Verbindung gefunden. Die Trogwandungen sind verschieden stark verwittert: Der Würmtrog ist felsig, der Rißtrog rasendurchsetzt, der Günztrog häufig ganz berast. Es sind fast überall drei, stellenweise vier Tröge übereinander entwickelt. Die älteren Tröge sind breiter, seichter, ihre Wandungen weniger geneigt. Im Längsprofil ist die Summe der Trogtiefen in der Längenmitte des Gletschers am größten, nahe der Gletscherzunge am geringsten. Es gibt Andeutungen ineinandergeschalteter Kare. Der Karboden eines Günzkares ist im Gipfelniveau eines Seitenkammes gefunden worden.

[1] Diese Abtragung muß eine Entlastung der inneren Gebirgsteile und damit vielleicht ein ganz minimales Aufwölben der Granitmasse bewirkt haben. Die Entlastung wurde am Beginn der Interglazialzeiten beim Schmelzen der großen Eismassen noch gesteigert. Doch liegt es mir völlig ferne, aus diesem viermaligen Wechsel von Belastung und Entlastung das wiederholte Einschneiden der Flüsse in ihre fluvioglazialen Schotter erklären zu wollen.

Die Richtigkeit der Schätzung von 300 *m* bestätigt sich, wenn man ein Querprofil durch die Liptauer Alpen legt und den Scheitel des präglazialen Gebirges ergänzt. Dieser lag bei rund 2500 *m* (siehe Figur 14).

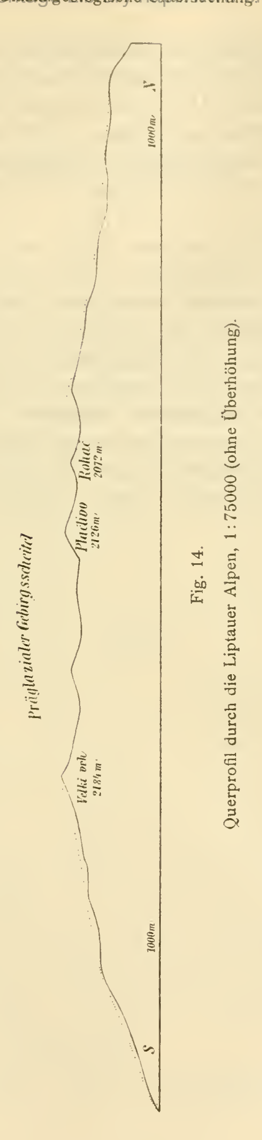


Fig. 14.

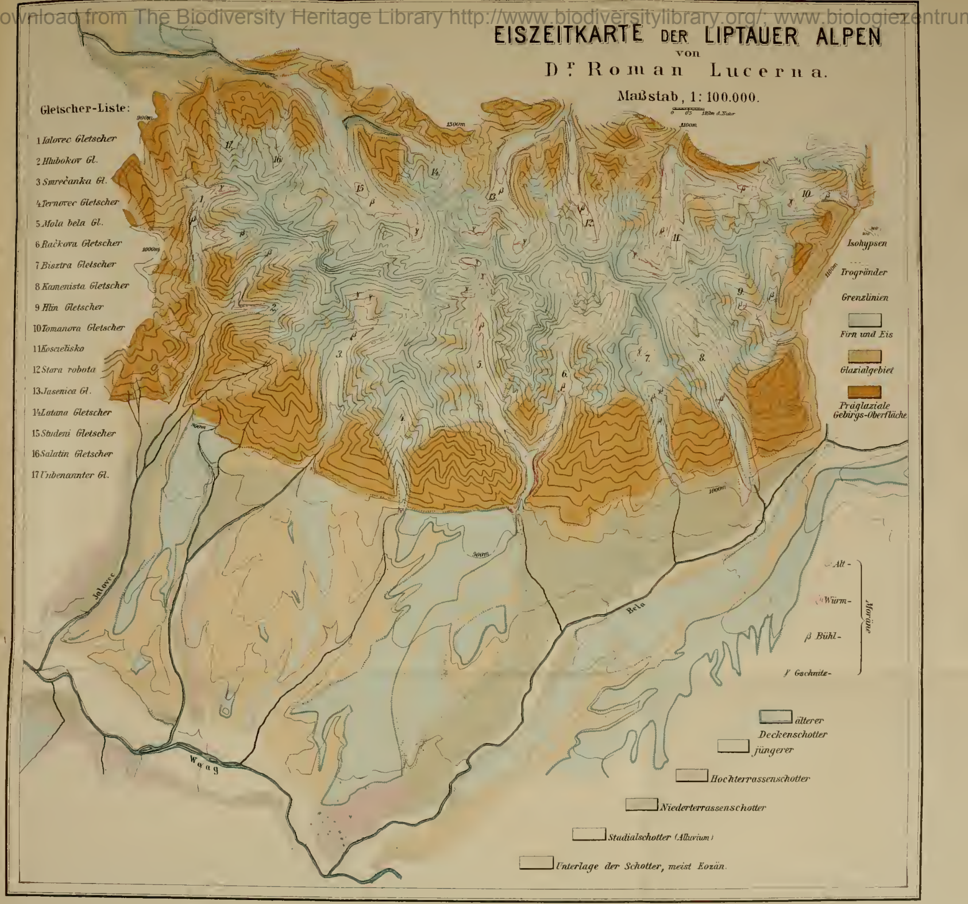
Querprofil durch die Liptauer Alpen, 1:75000 (ohne Überhöhung).

Die Jugendlichkeit des Hauptkammes wird nicht nur den Liptauer Alpen, sondern allen glazial bearbeiteten Hochgebirgen der Erde zukommen. Und zwar müssen die Formen um so jünger sein, je höher das Gebirge in die eiszeitliche Schneegrenze aufragte. Damit eröffnet sich ein neues Feld der Glazialforschung: Die Altersbestimmung der Hochgipfel.

Die Darstellung der Karte dürfte auch ohne Begleitwort verständlich sein. Nur auf einen Punkt möchte ich aufmerksam machen. Die innersten Punkte der präglazialen Gebirgsoberfläche, namentlich die Punkte der Verschneidung der Glazialtäler mit den Seitenkämmen, sowie die Spuren des Günzreliefs, wurden nicht bezeichnet. Sie liegen unter der Firndecke der Würmgletscher begraben. Nur die ziemlich geschlossenen präglazialen Flächen des Randes sind dargestellt. Die nachweislich jüngeren Gräben in diesen Flächenstücken sind nicht besonders ausgeschieden worden.

Inhaltsverzeichnis.

Seite



Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien